



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

MAYARA SANTANA SILVA

INFLUÊNCIA ANTRÓPICA NOS MECANISMOS E DINÂMICA  
SEDIMENTAR DA EXTREMIDADE NE DA ILHA COMPRIDA (SP).

CURITIBA

2018

MAYARA SANTANA SILVA

INFLUÊNCIA ANTRÓPICA NOS MECANISMOS E DINÂMICA  
SEDIMENTAR DA EXTREMIDADE NE DA ILHA COMPRIDA (SP).

Dissertação apresentada como  
requisito parcial à obtenção do grau de Mestre  
em Geologia Ambiental, no Programa de Pós-  
Graduação em Geologia, Setor de Ciências da  
Terra, da Universidade Federal do Paraná.

Mayara Santana Silva  
Orientador: Prof. Dr. Carlos C. F. Guedes

CURITIBA  
2018

Catálogo na Fonte: Sistema de Bibliotecas, UFPR  
Biblioteca de Ciência e Tecnologia

---

5586i Silva, Mayara Santana

Influência antrópica nos mecanismos e dinâmica sedimentar da extremidade NE da ilha comprida (SP). [recurso eletrônico] / Mayara Santana Silva – Curitiba, 2017.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal do Paraná, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Setor de Ciências da Terra.  
Orientador: Prof. Prof. Dr. Carlos C. F. Guedes

I. Geologia. 2. Sedimentos (Geologia). I. Universidade Federal do Paraná. II. Guedes, Carlos C. F. III. Título.

CDD 551.304

---

Bibliotecária: Vilma Machado CRB9/1563



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO  
SETOR CIÊNCIAS DA TERRA  
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ  
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO GEOLOGIA

## TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOLOGIA da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da dissertação de Mestrado de **MAYARA SANTANA SILVA** intitulada: **INFLUÊNCIA ANTRÓPICA NOS MECANISMOS E DINÂMICA SEDIMENTAR DA EXTREMIDADE NE DA ILHA COMPRIDA (SP)**, após terem inquirido a aluna e realizado a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua defesa no rito de defesa.

A outorga do título de mestre está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

CURITIBA, 21 de Setembro de 2018.

CARLOS CONFORTI FERREIRA GUEDES  
Presidente da Banca Examinadora (UFPR)

MARIA LUIZA CORREA DA CAMARA ROSA  
Avaliador Externo (UFRGS)

RODOLFO JOSÉ ANGULO  
Avaliador Interno (UFPR)



À minha irmã Natanne,  
*sair de casa já é se aventurar.*

## AGRADECIMENTOS

Esta pesquisa contou com participação científica, técnica e pessoal de diversas pessoas. Mesmo que indiretamente, foram muitas situações que contaram com apoio de pessoas nestes dois anos de mestrado. Serei sempre grata por cada um.

Primeiramente agradeço ao meu orientador, Prof. Dr. Carlos Guedes, por toda a dedicação a esta dissertação também. Pela imensa e gratificante orientação, por toda compreensão nos momentos precisos, paciência e pelo exemplo acadêmico a ser seguido.

Agradeço a minha família pelo apoio e incentivo todos os dias. Em especial a Duda, por ser a luz de todos os meus dias, o meu sorriso mais sincero. A minha irmã Natanne, por me dar os melhores sentimentos de presente. Ao meu pai, João, por ser o melhor do mundo. A minha mãe, Joana, por seu meu alicerce.

As minhas tias que me fazem rir o tempo inteiro da vida, Aninha e Denise. A minha prima-irmã, Lara. Meus avós pelo apoio imensurável. Ao Cosmo, que é da família de coração. Aos meus tios, que sempre serão meus irmãos mais velhos.

Ao CNPq por custear essa pesquisa (Projeto: 444836/2014-4).

As minhas amoras, Amanda, Cami, Érika e Thailli. Essas mulheres fabulosas me deram toda proteção, suporte, assistência... Foram tantos os ensinamentos individuais que seriam impossíveis de listar. Obrigada por navegarem comigo.

A galera do LabGeol, vulgo sala da pós, por todos os cafés, convivência incrível e discussões que tanto me agregaram. Obrigada Malu, Anselmo, Fábio, Alice, Rhander, Talita, Marcus, Fer Borato, Sérgio, Jana, Andressa, e os visitantes, Maionas, Lara, Renata, Kim, Pitu, Guto, Lari e Wally.

Ao patrimônio mais querido do Departamento de Geologia, amigo de todas as horas e salvação do meu CorelDraw, Coxinha.

A Lili, e o combo Maia: Ju, Laura e Nena. Eu não consigo nem imaginar como seria desgastante este período sem essa família que Curitiba me presenteou.

Ao professor Dr. Eduardo Siegle pela aquisição de dados do modelo WWIII.

A equipe do LEGaL, o laboratório mais feliz da USP, Thays Desiree, Luciana e André Sawakuchi, por todas as contribuições durante as datações.

A Nancy Umisedo, do Laboratório do Grupo de Dosimetria e Física Médica do IF-USP, pela disponibilização do RISO e paciência nas incontáveis datações.

Ao pessoal do LabeSed e Lecost da UFPR, pelas contribuições e infraestrutura.

As equipes que me acompanharam durante os trabalhos de campo, especialmente ao Gilberto e Gyrlene pelas contribuições técnico-científicas.

Aos amigos paulistas, que mesmo com a distância se mantiveram presente nessa etapa, Rafael, Caroline, Karla, Thamires, Érica, Bruno e Jimmy. Vocês são pra sempre.

Ao Marcelo, pela companhia em todas as noites de insônia. Obrigada fuso horário Curitiba-Seattle.

A todos que passaram pela “Casa do Mandi”, em especial ao André, Deborinha e Nishi.

#EleNao

*“Pra que o mundo  
Segue o mundo  
Sem o mar  
Sem amar”*  
Elis Regina

## RESUMO

No sistema estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape, litoral sul do Estado de São Paulo, está localizada a ilha barreira conhecida como Ilha Comprida, devida a sua extensão de 63km, paralela à costa do município de Iguape, separada do continente pela laguna do Mar Pequeno. Em sua evolução, a ilha possuiu fases de progradação longitudinal preferencialmente rumo a NE e de engorda bem caracterizadas por sucessões de cordões litorâneos. A dinâmica sedimentar natural da região que compreende a extremidade NE da Ilha Comprida, Praia do Leste e esporão da praia da Juréia foi alterada após a abertura do canal artificial do Valo Grande, em 1852. O canal conecta o rio Ribeira de Iguape ao Mar Pequeno, alterando a localização da foz do rio. Este trabalho objetivou analisar a atuação dos mecanismos de transporte e deposição de sedimentos e suas alterações devido a influência antrópica. Para quantificação das taxas do crescimento da ilha rumo a NE foram utilizados dados de levantamentos geodésicos e topográficos, imagens de satélite, fotografias aéreas e datações de cordões litorâneos pelo método de Luminescência Opticamente Estimulada (LOE-SAR). A área que compõe a extremidade NE da ilha foi mensurada a partir de polígonos, respeitando os limites da linha de costa utilizados nas análises por imagens de satélite, o que proporcionou maior compreensão sobre a retrogradação da linha de costa verificada nas praias em direção ao mar aberto *versus* a progradação das praias de desembocadura. Este padrão indica possível retrabalhamento dos sedimentos entre as praias. Também foram utilizados dados climáticos dos componentes que influenciam no transporte sedimentar da região, como precipitação, vazão do rio Ribeira de Iguape, ondas e a ocorrência de El Niño. A taxa de crescimento da porção NE da ilha foi de  $50 \times 10^3 \text{ m}^2/\text{ano}$  na ilha entre 1980 e 2005. Neste momento, a completa erosão da Praia do Leste fundiu a antiga e nova desembocadura do Ribeira de Iguape, e então um período erosivo se iniciou na porção NE da ilha até o presente momento, com uma taxa de  $-62 \times 10^3 \text{ m}^2/\text{ano}$ . Além disso, a descarga fluvial da região criou um bloqueio hidráulico, evitando, em períodos de alta vazão, que ondas com maior poder erosivo, vindas de Sul, atinjam as praias de desembocadura. Os maiores valores de vazão ocorrem principalmente durante o Verão e Primavera, justamente os períodos em que o poder de ondas de S, de caráter erosivo, são mais fracos. Esta configuração favorece a deposição de sedimentos na face praial, principalmente nas proximidades da desembocadura. O cenário se reverte durante o Outono e Inverno, quando a vazão se torna baixa e o



poder de ondas de S são os mais altos, o que resulta em erosão generalizada da região. Concluiu-se que os períodos com maiores taxas de progradação da ilha se deu durante o alargamento do canal artificial e posteriormente, durante a maior erosão da Praia do Leste. Neste último evento, observado em imagens de satélite, notou-se a forte influência do El Niño, que intensificou a vazão do rio Ribeira de Iguape, dando caráter erosivo quando atingia a costa onde se localizava a face praial da Praia do Leste. Visto que a descarga fluvial ocasionada pelo Valo Grande é um dos responsáveis pelo retrabalhamento dos sedimentos depositados da ilha e grande contribuinte pro efeito de bloqueio hidráulico, o fechamento do canal atualmente pode resultar na aceleração dos processos erosivos da Ilha Comprida.

Palavras-chave: barreira costeira; El Niño Oscilação Sul; Luminescência Opticamente Estimulada; cordões litorâneos.

## ABSTRACT

In the Cananéia-Iguape lagoon system, southern coast of state of São Paulo, is located a barrier island named Ilha Comprida, separated from the mainland by the Mar Pequeno lagoon. The island had its evolution phases of longitudinal progradation preferentially towards NE and is well characterized by successions of beach ridges. The natural sedimentary dynamics of the region, that includes the region of NE end of the Ilha Comprida, Praia do Leste and Juréia beach spit was changed after the opening of the artificial channel of Valo Grande, in 1852. The channel connects the river to Mar Pequeno lagoon and exchanges the mouth of the river. This study analyzed the performance of sediment transport and deposition mechanisms and their changes due to anthropic influence. To quantify the growth rates of the island towards NE, we use geodetic and topographic surveys data, satellite images, aerial photographs and dates of beach ridges by Optically Stimulated Luminescence (OSL-SAR). The area that composes the NE end of the island was measured with polygons, respecting the limits of the coastline used in the satellite image analysis, which provided greater understanding about the retrogradation of the coast line verified on the beaches towards the sea open versus the progradation of the beaches towards the river mouth. This pattern indicates possible reworking of the sediments between the beaches. Climatic data of the components that influence sedimentary transport of the region were also analyzed, such as precipitation, flow of the Ribeira de Iguape river, wave regime and El Niño occurrence. The growth rate of the NE portion of the island was  $50 \times 10^3 \text{ m}^2$  per year on the island between 1980 and 2005. At this moment, the complete erosion of the Praia do Leste merged the old and new mouth of the Ribeira de Iguape, and then an erosive period began in the NE portion of the island with a rate of  $-62 \times 10^3 \text{ m}^2$  per year. In addition, the river discharge of the region created a hydraulic blockage, avoiding, during periods of high river flow, that waves with greater erosive power, coming from the South, reach the beaches of mouth. The highest values of flow occur mainly during the summer and spring, precisely the periods when the power of erosive S waves are weaker. This configuration favors the deposition of sediments on the beach face, mainly in the vicinity of the mouth. The scenario reverts during the autumn and winter, when the flow becomes low and the power of waves of S are the highest, which results in generalized erosion of the region. It was concluded that the periods with the highest progradation rates of the island occurred during the

enlargement of the artificial channel and later, during the greater erosion of Praia do Leste. In this last event, observed in satellite images, the strong influence of El Niño, which intensified the river flow of the river Ribeira de Iguape, was observed, giving erosive character when it reached the coast where the beach face of the Praia do Leste was located. Since the fluvial discharge caused by the Valo Grande is one of the responsible for the reworking of the deposited sediments of the island and a great contributor to the effect of hydraulic blockade, the closure of the canal currently can result in acceleration of the erosive processes at the Ilha Comprida.

Key-words: coastal barrier; Optically Stimulated Luminescence; beach ridges; El Niño South Oscillation.

## **Lista de Figuras**

Figura 1.1. Localização da área de estudo. (A) Sistema estuarino-lagunar Cananéia-Iguape. (B) Extremidade NE da Ilha Comprida com pontos de amostragem para análises LOE, esporão da praia da Jureia, Praia do Leste (localizada na ilha artificial de Iguape), canal artificial do Valo Grande e a laguna do Mar Pequeno. Fonte: Topodata.....	3
Figura 2.1. Modelo evolutivo da Ilha Comprida. Fonte: GUEDES et al., 2013, modificado de GEOBRÁS (1966). .....	9
Figura 2.2. Modelo evolutivo da Ilha Comprida segundo GUEDES <i>et al.</i> , 2011a. ....	11
Figura 3.1. Fotografias tiradas em campo (Novembro de 2016) com evidências de erosão costeira..	17
Figura 3.2. Imagem Landsat (2016) com contorno da linha de costa com as respectivas seções e polígono que limita a área analisada. ....	19
Figura 3.3. Amostragem em tubos PVC de amostras LOE. (A) Amostra IC01 coletada verticalmente a 0,65 metros de profundidade; (B) Amostra IC03 coletada verticalmente a 0,75 metros de profundidade; (C) Amostra IC62 coletada verticalmente a 0,80 metros de profundidade; (D) Amostras ICM08, coletada superficialmente. ....	20
Figura 3.4. Fotografia aérea de 2000 com delimitação das feições de cordões litorâneos identificados e localização dos pontos de amostragem. ....	21
Figura 3.5. Localização dos pontos de extração de dados <i>reanalysis</i> de precipitação e ondas, e postos de medidas de dados fluviométricos do DAEE.....	26

## **Lista de Tabelas**

Tabela 2.1. Episódios de obras com finalidade de fechamento do canal artificial do Valo Grande. ....	13
Tabela 3.1. Data dos levantamentos da linha de costa com GPS. ....	17

## **Lista de Equações**

Equação 2.1. Equação básica para idades LOE. ....	16
Equação 3.1. Equação do poder de onda.....	25



### **Lista de Figuras da Seção 4.1**

Figure 1. Study area map with shaded relief background map. (A) Location of study area; (B) Study area and LOE sampling points. Source: INPE Topodata. ....	31
Figure 2. Dose recovery test results for (A): pre heat of 180°C and (B) pre heat of 200°C.....	35
Figure 3. Progradation rates by OSL ages. ....	36
Figure 4. (A) Coastline limitation and area used to measure variations. (B) Cumulative coastline variations between 1960 to 2016, obtained by aerial photos and satellite images; (C) Cumulative area variations obtained with satellite images. ....	38
Figure 5. Coastline variations between GPS survey intervals. Satellite images (2016) from USGS. ....	40
Figure 6. Cumulative (left) and seasonal (right) precipitation. ....	41
Figure 7. Mean annual river flow (m <sup>3</sup> /s) at Registro, Sete Barras and Eldorado cities.....	42
Figure 8. Correlation between climatic variables, climatic anomalies and changes in area.....	46
Figure 9. Correlation between mean annual precipitation and mean annual river flow in Registro, Sete Barras and Eldorado.....	47
Figure 10. Baymouth spit formation and evolution. The first event (1988 to 1998) is marked by migration and emerged of a sand bank to Juréia beach spit and high progradation at baymouth beach of Ilha Comprida with punctual erosion where South waves can affect the coast line. In the second event (2005 until present) erosive processes removed all sediments at the beach face in Praia do Leste, also retrogradation on coast line at the open sea beaches in the island. Green arrows represent river flow, black arrows represent incidence of the South waves and gray arrow is the longshore drift.....	48
Figure 11. Conceptual model to seasonal morphodynamic after the merged of the baymouth. *Resulting potential longshore drift by Silva <i>et al.</i> (2016).....	50

### **Lista de Tabelas da Seção 4.1**

Table 1. Date of the field surveys with GPS. ....	32
Table 2. SAR procedure used for equivalent-dose determination.....	34
Table 3. OSL dating results. O.D.: Overdispersion.....	35
Table 4. Wave regime during GPS surveys.....	43
Table 5. Coastline migration rates obtained in literature.....	43

## SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO .....	1
1.1. Justificativa .....	4
1.2. Objetivos.....	5
1.3. Sobre a estrutura .....	5
2. ESTADO DA ARTE .....	6
2.1. Caracterização da área de estudo .....	6
2.2.1. Contexto geológico e geomorfológico regional.....	6
2.2.2. Formação da planície Cananéia-Iguape.....	7
2.2.3. Evolução sedimentar da Ilha Comprida .....	8
2.2.4. Valo Grande .....	12
2.2.5. Clima .....	13
2.2.6. Ondas.....	14
2.2. El Niño - Oscilação Sul .....	15
2.3. Luminescência Opticamente Estimulada .....	16
3. MATERIAIS E MÉTODOS .....	17
3.1. Atividades de campo.....	17
3.1.1. Levantamento de campo da malha GPS de dupla frequência.....	18
3.2. Sensoriamento Remoto .....	18
3.3. Geocronologia .....	19
3.3.1. Preparação das amostras .....	20
3.3.2. <i>Dose recovery test</i> .....	21
3.3.3. Determinação das doses equivalentes .....	22
3.3.4. Determinação da taxa de dose .....	23
3.3.5. Teste de sinal LOE residual .....	23
3.4. Dados climáticos.....	24
3.4.1. Precipitação .....	24
3.4.2. Vazão do rio Ribeira de Iguape.....	24
3.4.3. Dados de onda .....	24
3.4.4. El Niño -Oscilação Sul .....	25
4. RESULTADOS.....	27

<b>4.1. Proposta de artigo .....</b>	<b>27</b>
<b>5. CONSIDERAÇÕES FINAIS .....</b>	<b>57</b>
Referências .....	60

## 1. INTRODUÇÃO

O constante crescimento populacional em áreas costeiras tem estimulado estudos técnicos e científicos sobre estes ambientes. Tanto a ocupação quanto o uso inadequado destes podem propiciar alterações na dinâmica costeira. Ademais, trata-se de ambientes que são influenciados diretamente pelas componentes meteorológicas, oceanográficas e continentais (DAVIDSON-ARNOTT, 2010), que sofrem diversas alterações em diferentes escalas de tempo de acordo com os mecanismos locais atuantes, como a herança geológica, clima, ondas, marés e nível relativo do mar (NRM), sendo que a intensidade e inter-relacionamento dentre essas forçantes variam ao longo do tempo (WOODROFFE, 2002). Devido a sua complexidade, resultante da intersecção da hidrosfera, da geosfera, da atmosfera e da biosfera, os sistemas costeiros são altamente vulneráveis a grandes modificações por efeito de pequenas alterações num destes parâmetros (DIAS, 2005).

As zonas de lagunas costeiras compreendem as depressões preenchidas por águas salobras ou salgada separadas total ou parcialmente do mar por uma barreira (de areia ou cascalhos) e se encontram em constante evolução de sua dinâmica natural (FREITAS, 1996). Segundo KJERFVE & MAGILL (1989) os sistemas lagunares atuais foram originados a partir das flutuações do nível relativo do mar (NRM) durante o Holoceno através da formação de barreiras arenosas. Após sua formação, o comportamento evolutivo dos sistemas lagunares é propiciado pela variação do NRM e quantidade de sedimentos disponíveis, responsáveis não só pelo assoreamento na laguna como pela evolução da barreira (FREITAS, 1996). A energia proveniente dos processos relacionados ao aporte fluvial, ação das marés e das variáveis meteorológicas influenciam o comportamento dos sedimentos nessas áreas, bem como nos processos sedimentares. Intervenções antrópicas não planejadas podem gerar alterações na intensidade relativa dos fatores controladores do sistema e em seu fluxo de energia.

Diversos cenários de mudanças climáticas são propostos com projeções de variações na precipitação, ventos, temperatura e nível relativo do mar (IPC-DDC, 2014). O impacto dessas variações climáticas nos diversos sistemas costeiros é um tema que precisa ser modelado com base em observações históricas e dados de



evidências geológicas, com intuito de projetar e adaptar-se aos impactos nestes locais.

No extremo sul do litoral paulista localiza-se o principal sistema lagunar do estado, denominado Cananéia-Iguape, descrito por TESSLER (1982) que, juntamente com Vale do Rio Ribeira de Iguape, forma a maior área de planície costeira do Estado de São Paulo (ITALIANI & MAHIQUES, 2014). A barreira arenosa inserida no sistema lagunar Cananéia-Iguape, chamada de Ilha Comprida pela sua extensão de 63 km de comprimento e de 0,5-5 km de largura, se encontra paralela a linha de costa do município de Iguape (numa orientação SW-NE) desde a desembocadura de Icapara até a desembocadura de Cananéia (Fig. 1.1).

A região entre a extremidade NE da Ilha Comprida e a foz do rio Ribeira de Iguape está entre as zonas costeiras mais dinâmicas do Estado de São Paulo. Após a abertura do canal artificial do Valo Grande, em 1852, que conectou o rio Ribeira de Iguape ao Mar Pequeno, a dinâmica natural da região sofreu alterações como: deslocamento do canal de Icapara para NE, erosão da praia do Leste, acreção de cordões litorâneos na extremidade NE da ilha (GEOBRÁS, 1966; Nascimento *et al.*, 2008). Além de mudanças hidrológicas e ambientais como alteração da salinidade no Mar Pequeno, devido a intensa descarga de água doce na laguna, provocando alterações químicas nos níveis de elementos traços nas águas e impactando nos ecossistemas, visto que a priori a região mantinha águas salobras e era ocupada por manguezais (MAHIQUES *et al.*, 2012).

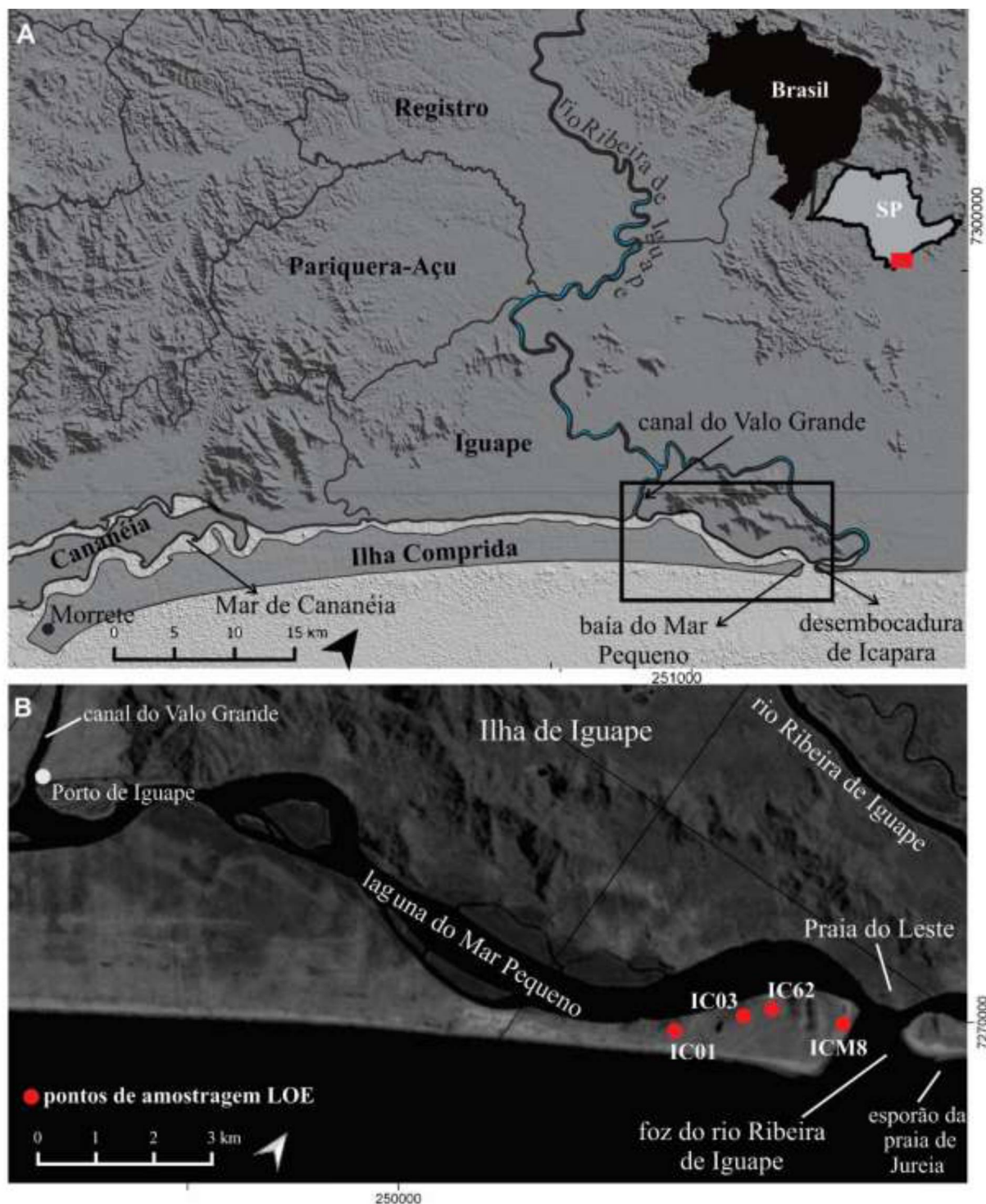


Figura 1.1. Localização da área de estudo. (A) Sistema estuarino-lagunar Cananéia-Iguape. (B) Extremidade NE da Ilha Comprida com pontos de amostragem para análises LOE, esporão da praia da Jureia, Praia do Leste (localizada na ilha artificial de Iguape), canal artificial do Valo Grande e a laguna do Mar Pequeno. Fonte: Topodata.

### 1.1. Justificativa

O padrão de crescimento da ilha para NE foi estudado dentre diversos autores, e suas taxas de progradação foram determinadas a partir de diferentes métodos e (PIMENTEL, 1762; GEOBRAS, 1966; KAWABUKO, 2008; NASCIMENTO *et al.*, 2008; GUEDES *et al.*, 2011a; ALCÁNTARA-CARRIÓ *et al.*, 2017). As taxas variaram de 5 a 23 metros por ano entre o período de formação da ilha até 2000 anos (GUEDES *et al.*, 2011a) e para os períodos mais recentes, as taxas variam de 20 a 35 metros por ano (PIMENTEL, 1762; GEOBRAS, 1966; KAWABUKO, 2008; NASCIMENTO *et al.*, 2008; GUEDES *et al.*, 2011a; ALCÁNTARA-CARRIÓ *et al.*, 2017). . GUEDES *et al.* (2011a) destacam uma "mudança na morfologia das cristas de areia caracterizada por cristas de dunas frontais e *blowouts*." no período entre 550 a 200 anos atrás como indício da intensificação dos ventos do sul e tempestades durante a Pequena Idade do Gelo (PIG) que durou de 1450 a 1850 (SAWAKUCHI *et al.*, 2008). Anteriormente, os processos de ondas dominavam a progradação da Ilha Comprida, com a acreção de cordões praias.

Um dos fatores que pode ter contribuído para essa intensa taxa de progradação nos últimos 200 anos é o canal artificial do Valo Grande. Com cerca de 60% do fluxo do rio Ribeira de Iguape atravessando o canal (MAHIQUES *et al.*, 2014), intensificou-se a descarga pela desembocadura de Icapara e, portanto, a dinâmica de meandramento e o efeito molhe hidráulico do canal, resultando na maior capacidade de retenção dos sedimentos trazidos de sul pela deriva litorânea longitudinal (GUEDES *et al.*, 2011a).

Embora a dinâmica sedimentar da Ilha Comprida tenha sido descrita por alguns autores como TESSLER & FURTADO (1983), TESSLER (1998), GIANNINI *et al.* (2003), GUEDES *et al.* (2011a, b), são escassos estudos sobre os mecanismos atuantes na dinâmica sedimentar e a influência do Valo Grande nas alterações da morfodinâmica local. Este tipo de análise torna-se importante para previsões nas futuras mudanças na dinâmica da área de estudo e suas consequências, além de colaborar para o modelo de formação e evolução dos cordões litorâneos.

## 1.2. Objetivos

O objetivo principal do presente estudo é avaliar a atuação dos mecanismos que controlam a dinâmica sedimentar da região, e analisar a influência antrópica na morfodinâmica da extremidade NE da Ilha Comprida. Assim, foram elaborados os seguintes objetivos específicos:

- Determinar as taxas de variação da linha de costa e da área que compreende a extremidade NE da ilha;
- Determinar a idade de antigos cordões litorâneos;
- Analisar a influência das variáveis climáticas – precipitação, vazão do rio Ribeira de Iguape e regime de ondas – no transporte sedimentar da região e nas taxas de crescimento da Ilha Comprida para NE.
- Analisar a suscetibilidade do sistema em virtude de anomalias climáticas (El Niño) e alterações antrópicas.

## 1.3. Sobre a estrutura

Esta dissertação possui tópicos distintos do modelo padrão para trabalhos acadêmicos. Os resultados (Seção 4) serão apresentados em forma de artigo, contendo todas as estruturas obrigatórias – Resumo, Introdução, Materiais e Métodos, Resultados, Discussões, Conclusões e Referências. Desta forma, algumas informações apresentadas neste documento serão repetidas no texto do artigo. Entretanto, a dissertação apresentará primeiramente tópicos para auxiliar no entendimento do artigo contido, como estado da arte e maior detalhamento dos materiais e métodos utilizados.

A proposta de artigo contido neste documento é um produto exclusivo deste estudo, com pretensão de submissão à revista *Journal of Coastal Research* estando sujeito a modificações até sua publicação.

## 2. ESTADO DA ARTE

### 2.1. Caracterização da área de estudo

Uma breve caracterização da área de estudo é essencial para o entendimento dos processos decorrentes na mesma, principalmente quando se tem por finalidade descrever o desenvolvimento e alterações na morfodinâmica do sistema. Assim, este capítulo aplica-se em contextualizar e unificar informações relevantes presentes na literatura.

#### 2.2.1. Contexto geológico e geomorfológico regional

O litoral paulista possui sua evolução geológica influenciada por dois conjuntos de fenômenos: soerguimento da Serra do Mar, concomitante à subsidência da Bacia de Santos (ALMEIDA, 1976; ALMEIDA & CARNEIRO, 1998; ZALAN & OLIVEIRA, 2005), e as variações do nível do mar durante o Quaternário. SUGUIO E MARTIN (1978) identificaram, no litoral paulista, dois eventos transgressivos-regressivos, há 120.000 e 5.100 anos, denominados pelos autores de Transgressão Cananéia e Santos, respectivamente.

A Serra do Mar é formada por um conjunto de escarpas festonadas que se estende desde o litoral do Rio de Janeiro até Santa Catarina com alinhamento quase paralelo à linha de costa e constituída por afloramentos de rochas do Embasamento Cristalino de idade Pré-cambriana (ALMEIDA & CARNEIRO, 1998). A origem da Serra do Mar é referida ao soerguimento de sistemas montanhosos fundamentados por processos de movimentação verticais gerados a partir de reativações tectônicas descontínuas de idades Cretáceas e Cenozoicas. Seu atual relevo pode estar relacionado a um recuo erosivo da falha Paleocênica de Santos situada na plataforma continental sul-americana em decorrência de processos tectônicos de movimentação vertical ocorridos no Cenozóico (ALMEIDA & CARNEIRO, 1998). Entretanto, outros autores discutem a configuração atual do relevo como bastante semelhante à da escarpa de falha original (ZALAN & OLIVEIRA, 2005).

A Serra do Mar está posicionada no litoral paulista mais próxima à linha de costa ao norte e mais recuada na porção sul. Esta configuração recuada deu origem a longas planícies costeiras no estado, como caracteriza a planície de Cananéia-Iguape (GIANNINI *et al.*, 2009). A planície costeira de Cananéia-Iguape está localizada entre Cananéia e Peruíbe e é limitada no interior pela cidade de Registro-



SP, possui cerca de 130km de extensão e até 40km adentro do continente. Dentro desse sistema são encontrados quatro corpos lagunares: Baía de Trapandé, Mar de Cubatão, Mar Pequeno e Mar de Cananéia. Dentre eles, o Mar Pequeno é o que recebe maior influência do Valo Grande (Fig. 1.1).

#### 2.2.2. Formação da planície Cananéia-Iguape

Segundo SUGUIO & MARTIN (1978), a formação da Planície Cananéia-Iguape ocorreu em cinco estágios. O primeiro, devido a transgressão Cananéia, a linha de costa atingiu a base da Serra do Mar, com deposição de sedimentos argilo-arenosos transicionais e areais litorâneas transgressivas sobre a Formação Pariquera Açú (depósitos de sedimentos argilo-arenosos de idade plio-pleistoscênica) os quais afloram em contato com o embasamento pré-cambriano. O segundo estágio é caracterizado pela deposição de cordões litorâneos no topo de depósitos arenosos no início da fase regressiva. O terceiro estágio ocorreu num período em torno de 17.000 anos onde o nível do mar se encontrava a aproximadamente 110 m abaixo do nível atual. Este cenário – máximo regressivo – propiciou que os sedimentos depositados durante a Transgressão Cananéia fossem erodidos pelas drenagens formando vales semelhantes aos encontrados, atualmente, na Formação Barreiras (Bahia). O quarto estágio ocorreu durante o último período transgressivo, quando o mar penetrou as zonas baixas, estabelecendo-se um extenso sistema de lagunas, onde foram depositados sedimentos argilo-arenosos ricos em matéria orgânica. Simultaneamente, o mar erodiu parte da Formação Cananéia possibilitando que o material erodido fosse ressedimentado para formar os depósitos marinhos holocênicos. Por fim, o quinto estágio é regressivo, com queda do nível do mar até os níveis atuais, e formação de sucessões de cordões litorâneos. Posteriormente os autores substituíram o termo Formação Santos por Formação Ilha Comprida (SUGUIO & MARTIN, 1994) para os depósitos sedimentares holocênicos das planícies costeiras paulistas, ligados à “Transgressão Santos”.

A Formação Ilha Comprida compreende depósitos holocênicos associados a terraços cobertos por cordões litorâneos formados por areais marinhas finas e muito finas, além de depósitos areno-argilosos de origem flúvio-lagunar e depósitos eólicos na porção sul da Ilha Comprida (SUGUIO & MARTIN, 1994). Os ambientes

deposicionais na Ilha Comprida podem ser definidos como: 1 – eólico de alta energia (dunas); 2 – praias; 3 – marinho raso (cordões litorâneos), segundo SUGUIO & BARCELOS (1978).

### 2.2.3. Evolução sedimentar da Ilha Comprida

Apesar de se tratar de uma ilha-barreira, a Ilha Comprida não tem comportamento típico dos "sistemas de ilha-barreiras" uma vez que estes são descritos como barreiras transgressivas com uma laguna de retaguarda (FISHER & MCGOWEN, 1967) e essa, por sua vez, é composta de cordões regressivos, formando em grande parte uma planície costeira (GIANNINI *et al.*, 2009). A extremidade NE da Ilha Comprida, alvo deste estudo, é constituída de terrenos baixos arenosos, cobertos em partes por dunas recentes já vegetadas de 6 a 7m de altura (GEOBRÁS, 1966). Segundo GUEDES *et al.* (2011a) o crescimento da barreira pode ter sido influenciado por alguns afloramentos pré-cenozóicos próximos a Ilha Comprida por mudanças na antiga dinâmica da desembocadura de Icapara. SUGUIO & MARTIN (1994) apontam que duas gerações de cordões separadas por uma zona baixa pantanosa paralelos à linha de costa com cerca de 50 km de comprimento. Essas gerações são relacionadas com as flutuações do NRM durante o Holoceno, flutuações essas não reconhecidas em estudos posteriores (ANGULO *et al.*, 2006) e a formações dessas gerações de cordões passaram a ser interpretadas como reflexo de fatores fisiográficos (GUEDES *et al.*, 2011a).

GEOBRÁS (1966) propôs o primeiro modelo evolutivo da Ilha Comprida composto por seis etapas (Fig. 2.1). Na fase inicial, devido ao recuo do mar no final do Cenozoico e início do Quaternário, formou-se a planície costeira em que sua rede de drenagem ficou constituída de pequenos cursos d'água paralelos à linha de costa. Na primeira fase ocorre o alargamento dos leitos dos cursos d'água, seguido pelo crescimento da ilha rumo a NE (segunda fase). Na terceira fase ocorre a formação de dunas eólicas o engordamento da ilha, que se mantém até a quarta fase – até o contorno do morro do Pinheiro pela barreira arenosa. Na fase atual a Ilha Comprida ultrapassa o obstáculo (morro de Icapara) e reinicia o processo de crescimento na direção NE. Uma lagoa conhecida por Garapa foi engolida pelo Mar Pequeno. Neste estudo os autores apontam o aceleração do crescimento da ilha como consequência da abertura do canal artificial do Valo Grande.

SUGUIO & MARTIN (1978), baseados nos estágios descritos da formação da planície Cananéia-Iguape e fotografias aéreas, sugeriram, no mesmo estudo, que durante o primeiro estágio de máxima transgressão (5.100 anos A.P.) a ilha estaria submersa e composta por areias limonitizadas da Formação Cananéia. Após a máxima transgressão a ilha se desenvolveu rumo ao nordeste e passou por um processo de alargamento pela acreção de cordões litorâneos paralelos a linha de costa atual. No segundo estágio, a ilha teria sido parcialmente erodida em decorrência do pequeno evento transgressivo (3.500 anos AP). Neste estágio formaram-se as cristas externas praias atuais. Os autores basearam-se na datação de um sambaqui (com idades C14 de  $3.220 \pm 90$  anos e  $3.090 \pm 110$  anos A.P.) rico em ossos de baleia encontrados para atestar que toda a parte da ilha situada entre a zona baixa e o oceano foi formada após o segundo máximo (3.500 anos A.P.).

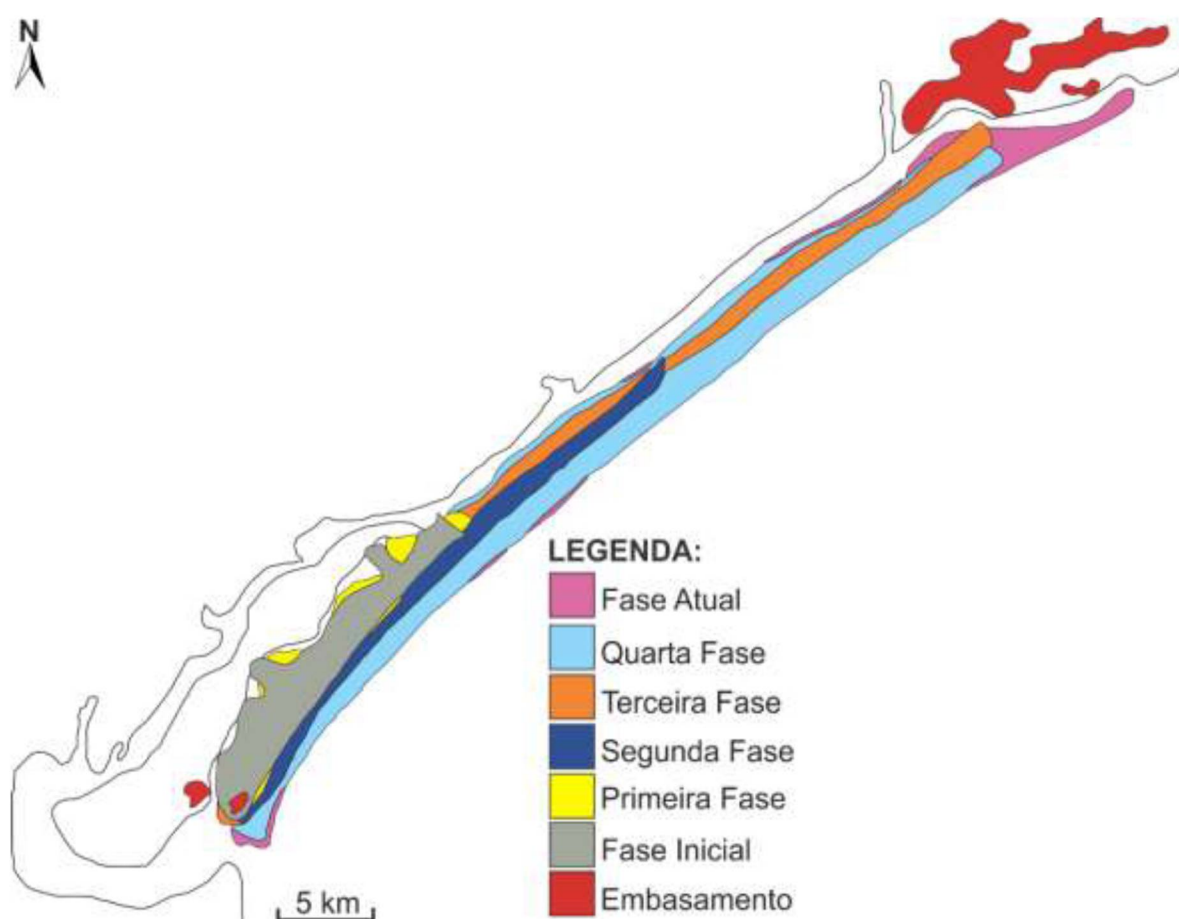


Figura 2.1. Modelo evolutivo da Ilha Comprida, modificado de GEOBRÁS (1966).

GUEDES *et al.* (2011a) propôs um modelo de evolução para a Ilha Comprida baseados em cinco fases evolutivas distintas (Fig. 2.2). Os autores apontam que a ilha teria se iniciado 6000 atrás, como uma barreira transgressiva holocênica. Posteriormente há uma intensa progradação da ilha longitudinal e transversal pela adição de cordões litorâneos até 5.000 anos A.P., seguido de uma evolução com baixa engorda transversal e longitudinal até 1.900 anos A.P. Logo após este período, os morros próximos a Iguape bloquearam o crescimento longitudinal da ilha de tal forma que houve intensificação do crescimento transversal. Esta fase durou aproximadamente 1.700 anos. Entre 550 a 200 anos A.P. houve uma fase de erosão e/ou estabilidade da linha de costa a formação de rupturas de deflação por quase toda a extensão da ilha. Os autores apontam que essas mudanças podem ter sido influenciadas pela Pequena Idade do Gelo devido às mudanças no regime de ventos e, conseqüentemente, de ondas. A substituição dos cordões praias por dunas frontais indicam que as condições de ventos permaneceram intensas após a Pequena Idade do Gelo (SAWAKUCHI *et al.*, 2008). No final deste período os cordões litorâneos – que anteriormente eram de origem praias – voltaram a apresentar taxas de crescimento longitudinais mais intensas (25 a 30 m/a). Este aumento significativo das taxas pode ter sido ocasionado, segundo GUEDES *et al.* (2011a), por duas alterações no sistema lagunar: o fim do bloqueio do morro de Icapara e a abertura do Canal Artificial do Valo Grande.

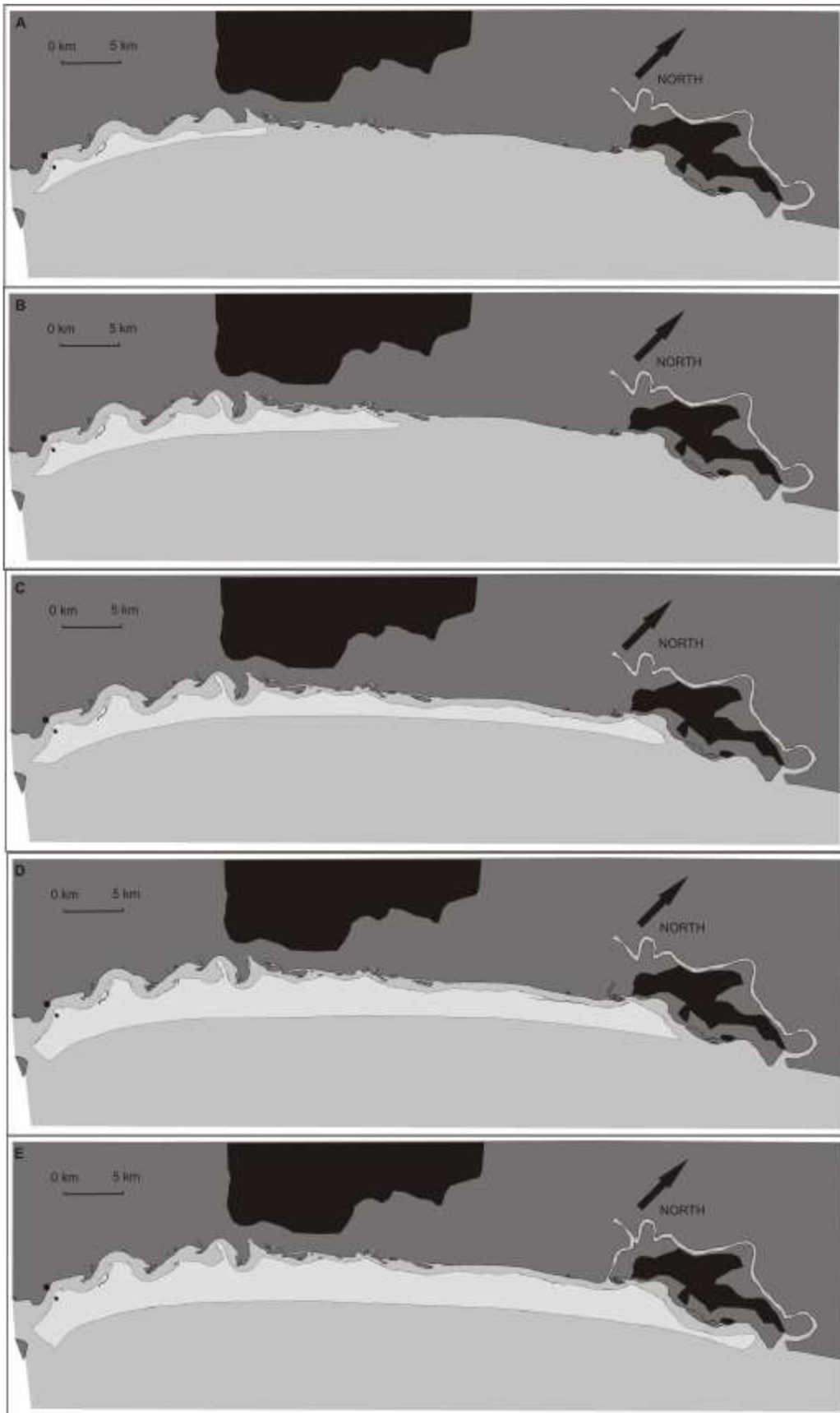


Figura 2.2. Modelo evolutivo da Ilha Comprida segundo GUEDES *et al.*, 2011a.

#### 2.2.4. Valo Grande

Durante o século XIX a economia da região de Iguape baseava-se principalmente no comércio de produtos agrícolas, destacando-se o comércio de arroz (Braga, 1998) e das atividades portuárias. Afim de facilitar o transporte das mercadorias pelo rio Ribeira de Iguape até o porto de Iguape, iniciou-se, em 1827, a construção de um canal artificial que ligaria o rio ao Mar Pequeno. Em 1852 a obra foi finalizada e o canal construído – mais tarde chamado de Valo Grande – possuía quatro metros de largura e dois metros de profundidade (MAHIQUES *et al.*, 2014).

Após a abertura do canal, as águas do rio Ribeira de Iguape passaram a percorrê-lo preferencialmente por apresentar menor curso e maior declividade. A intensidade do fluxo do rio erodiu as bordas do canal para aproximadamente 30 metros até 1860 (YOUNG, 1903). GEOBRAS (1966) estimou que até 1911 cerca de 4.200.000m<sup>3</sup> de sedimentos haviam sido despejados no Mar Pequeno, que já contava com 250 metros de largura. Atualmente o canal possui por volta de 300 metros de largura e sete metros de profundidade, e cerca de 60% do fluxo do rio atravessa o canal (MAHIQUES *et al.*, 2014). O período de erosão mais acentuada do canal se deu entre 1875 e 1890, ao qual o canal se encontrava com mais de 150 metros de largura (YOUNG, 1903, GEOBRAS, 1966, FURTADO *et al.*, 1981, NASCIMENTO *et al.*, 2008)

Estudos técnicos acerca das alterações ambientais causadas pelo Valo Grande na região lagunar – destacando-se GEOBRÁS (1966) – em 1978, o Estado de São Paulo decidiu pela construção de uma barragem que impediria o aporte de água doce ao sistema estuarino, projetando a volta da condição natural do ambiente (SCHAEFFER-NOVELLI *et al.*, 1990). A construção da barragem acarretou em complicações devido a inundações nas áreas a jusante do canal, que havia sido assoreada em decorrência do baixo fluxo do rio e ocupadas por moradores locais para atividades agrícolas. Dentre os impactos socioeconômicos, ressalta-se as perdas de vidas humanas, prejuízos com a inundação de habitações e estabelecimentos comerciais, prejuízos com a perda da produção agrícola e interrupção do tráfego de estradas (SIMÃO JR. *et al.*, 1998). Após inúmeros episódios de enchentes na década de 80, que contou com anomalias climáticas como o El Niño, a barragem foi rompida.

Durante a década de 90 iniciou-se uma nova construção de barragem, dessa vez com vertedouros e comportas para o controle da vazão (SIMÃO JR. *et al.*, 1998). Entretanto, as construções hidráulicas nunca chegaram a ser concluídas devido à falta de recursos financeiros e a barragem foi novamente rompida após grandes enchentes no rio Ribeira de Iguape.

Tabela 2.1. Episódios de obras com finalidade de fechamento do canal artificial do Valo Grande.

<b>Episódio</b>	<b>Período</b>
Construção de barragens	1978
Fechamento do canal I	1978-1983
Rompimento das estruturas	1983
Construção de vertedouros	1990-1992
Fechamento do canal II	1992-1995
Rompimento das estruturas	1995

#### 2.2.5. Clima

O clima é um fator que exerce influência direta ou indiretamente, em curto e médio prazo, nos processos costeiros. Os sistemas atmosféricos atuantes nas regiões costeiras exercem funções condicionantes na dinâmica costeira e em seus mecanismos. Na extremidade NE da Ilha Comprida, os regimes de ventos e precipitação são responsáveis tanto pela formação de cordões litorâneos quanto pela sua fixação. Estes processos incluem: transporte de sedimentos, ação de ondas e marés, nível de base de erosão, cobertura vegetal, entre outros que são controlados pelo clima local. Conhecer a atuação das variáveis climáticas na área de estudo é um fator importante para distinguir a dinâmica natural e suas alterações provocadas por atividades antropogênicas.

A Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) atua sobre o sudeste e o centro-oeste do Brasil (KOUSKY, 1988) e pode ser caracterizada por uma faixa semi-permanente de nebulosidade, com direção NW-SE (SATYAMURTI *et al.*, 1998) responsável por intensificar a precipitação nessas regiões. Sua ocorrência está relacionada ao escoamento de noroeste dos jatos de baixos níveis (JBN) em conversão com os de nordeste, induzidos pela circulação da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) e alísios de nordeste (LENTERS & COOK, 1995). O estado de

São Paulo possui totais pluviométricos maiores durante o verão e menores durante o inverno. Essa alta variabilidade sazonal de precipitação caracterizada por um período muito chuvoso e outro seco é uma das características do sistema de monção (RAMAGE, 1971). Em escala mais regional, o litoral paulista também está sob influência da Serra do Mar ocasionando precipitações orográficas (MONTEIRO, 1973).

GUTJAHR (1993) dividiu a bacia do rio Ribeira de Iguape em dois compartimentos referente aos aspectos climáticos. O Compartimento I, que compreende a Baixada do Ribeira, tem maior influência oceânica e possui valores de precipitação e de temperaturas mais elevados. O Compartimento II, que abrange todo o setor paranaense da bacia e o setor representado pela Serra de Paranapiacaba. O afastamento da Serra de Paranapiacaba da linha de costa no setor meridional do litoral paulista faz alternar a baixada do atlântico de parte do Estado de São Paulo – o Rio Ribeira de Iguape – com os pequenos maciços isolados (Itatins, Juréia e Ilha do Cardoso) (TARIFA, 2002), o que caracteriza as maiores variações de pluviosidade do setor meridional em relação ao litoral norte (MONTEIRO, 1973; TARIFA, 2002).

O clima da região do baixo rio Ribeira de Iguape é subtropical úmido, classificado como Cfa na escala Köppen. Os domínios de clima subtropical apresentam precipitação bem distribuída ao longo do ano. A precipitação anual média varia entre 1.800 a 2.500mm (LIMA & GALVANI, 2010). TARIFA (2002) observou que a estação quente e chuvosa é comumente prolongada de outubro a abril dentro de um regime de pressões atmosféricas mais baixas, enquanto a estação menos chuvosa, de maio a setembro, ocorre associada à maior frequência dos sistemas anticiclônicos polares e tropicais atlânticos.

#### 2.2.6. Ondas

Uma das resultantes das forças atmosféricas é o padrão ondulatório da superfície do mar que influencia diretamente na dinâmica costeira. Na costa sudeste brasileira as ondas de NE são as mais frequentes devido aos ventos alísios, entretanto, em decorrência da variabilidade de atuações dos sistemas frontais este padrão se altera para os quadrantes S-SE (TESSLER & GOYA, 2005). Durante o verão, as ondas de sul são dominantes (29,2%) com contribuição das ondas de leste



(27%); no Outono as ondas dominantes são de Sul (47,2%); no Inverno as ondas de Sul voltam a dominar (38,1%) com contribuição das ondas de leste (27%); durante a primavera são dominantes ondas de leste (33,7%) (PIANCA *et al.*, 2010)

Estudos num trecho central da Ilha Comprida mostram que ondas vindas de quadrantes de sul com até 1 metro de altura agem no processo de engorda da praia, enquanto as maiores de 1,5 metros têm comportamento erosivo; para as de quadrante leste, ondas com até 1 metro tem função deposicional e as com até 1,5m apresentam comportamento erosivo (MARQUEZ, 2007). Segundo SILVA *et al.* (2016) estes comportamentos são relativos a área da ilha analisada e, a partir do padrão de erosão e deposição em trechos por toda a Ilha Comprida, concluiu que ondas com características erosivas são mais atuantes do que as com características deposicionais tanto sazonalmente quanto em larga escala.

## 2.2. El Niño - Oscilação Sul

O El Niño é um fenômeno climático ocasionado pelo aquecimento das águas do Oceano Pacífico Tropical que provoca anomalias no padrão climático global (TRENBERTH, 1997) na temperatura do ar, da TSM e de precipitação pluvial em diversas regiões do mundo. Essas anomalias estão associadas aos períodos secos nas regiões tropicais e aos períodos quentes e úmidos nos extratropicais (GRANTZ, 1991; TRENBERTH, 1991)

Um das maneiras de caracterizar o evento é dada pela correlação entre diferenças na pressão atmosférica em Darwin (Austrália) e Taiti (TRENBERTH, 1997) dado que tais alterações nessas regiões ocorrem simultaneamente ao aquecimento das águas do Pacífico. Durante o El Niño, a pressão atmosférica se encontra abaixo da normal na região de Taiti e acima da normal na região de Darwin – o inverso, gerado pelo esfriamento das águas do Pacífico Tropical, caracteriza um evento de La Niña. Esta correlação originou o Índice de Oscilação Sul (IOS), que quantifica os fenômenos a partir das mudanças na circulação da atmosférica a níveis baixos da atmosfera.

O padrão inerente a estas anomalias foi reconhecido gradualmente, ao longo de um período de décadas, como resultado da coleta e análise de muitos registros climáticos diferentes (RASMUSSEN & WALLACE, 1983). Entretanto, os eventos de

El Niño possuem um padrão mais consistente, enquanto a La Niña mostra maior variabilidade (MARENGO & OLIVEIRA, 1998).

### 2.3. Luminescência Opticamente Estimulada

A luminescência é o fenômeno de emissão de luz por certos materiais que foram previamente expostos à radiação ionizante e posteriormente submetidos a um agente excitante, representado na LOE pela luz (SAWAKUCHI *et al.*, 2016). Alguns materiais e minerais, como quartzo e feldspato, possuem “armadilhas” e “buracos” em níveis eletrônicos que atuam como centros de recombinação radioativos (McKeever & Chen, 1997). A luz estimula os elétrons aprisionados dentro de uma banda de condução seguida pela recombinação com buracos aprisionados. Estes aspectos são ponderados nos modelos de curva de decaimento LOE, que por sua vez, se trata de um decaimento exponencial simples da intensidade LOE inicial pelo tempo (MCKEEVER & CHEN, 1997). A idade obtida pelo método corresponde a idade de deposição de sedimento, condizendo com a idade de formação dos cordões e é calculada através do quociente da dose de radiação acumulada desde o último evento de fotoesvaziamento pela dose de radiação anual (que é dado pela concentração dos isótopos radioativos do  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  e  $^{40}\text{K}$ , além da contribuição da radiação cósmica) como observado na Equação 1.

$$\text{Idade (anos)} = \frac{\text{Dose acumulada (Gy)}}{\text{Taxa de dose (Gy.a}^{-1}\text{)}}$$

Equação 2.1. Equação básica para idades LOE.

A datação por Luminescência Opticamente Estimulada, utilizando o protocolo *Single Aliquot Regeneration* (LOE-SAR) proposto por MURRAY & WINTLE (2000) e revisto por WINTLE & MURRAY (2006) é o mais utilizado para a determinação da dose de radiação acumulada em grãos de quartzo. Estudos recentes demonstram que o sedimento da região é altamente favorável à aplicação do método, com resultados muito satisfatórios para amostras com menos de 100 anos de deposição (SAWAKUCHI *et al.*, 2008; GUEDES *et al.*, 2013).

### 3. MATERIAIS E MÉTODOS

#### 3.1. Atividades de campo

Nas atividades de campo foram coletadas amostras para datações de cordões litorâneos (Fig. 1.1) e obtenção de dados topográficos e geodésicos da praia e dunas frontais da extremidade NE da Ilha Comprida. Ao total foram 7 levantamentos de campo, tentativamente trimestrais (de Maio/2015, a Março/2017), nominadas de acordo com a Tabela 1.

Tabela 3.1. Data dos levantamentos da linha de costa com GPS.

Período	Intervalo de tempo	Denominação
20/05 - 20/08/2015	93 dias	Intervalo I
22/08 - 11/11/2015	82 dias	Intervalo II
13/11 - 13/02/2016	94 dias	Intervalo III
15/02 - 14/05/2016	90 dias	Intervalo IV
16/05 - 19/11/2016	188 dias	Intervalo V
21/11 - 29/03/2017	129 dias	Intervalo VI

As expedições de campo foram essenciais para a compreensão das mudanças morfológicas da ilha em curto período de tempo. Feições progradantes e evidências de erosão puderam ser observadas em campo (3.1).



Figura 3.1. Fotografias tiradas em campo (Novembro de 2016) com evidências de erosão costeira.

### 3.1.1. Levantamento de campo da malha GPS de dupla frequência

Foram utilizados receptores GPS (*Global Positioning System*) Garmin Map 60Cx e GNSS (*Global Navigation Satellite System*) Altus APS-3 nos levantamentos realizados. O método de levantamento de campo foi caracterizado pelo posicionamento cinemático de pontos isolados, com um receptor Altus APS-3 (L1/L2) onde foi estabelecida altura de 2m para a antena, e taxa de armazenamento de 1s (PINHEIRO *et al.*, 2008).

A partir dos dados brutos armazenados no cartão de memória, foi feito uso do serviço do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) de Posicionamento de Ponto Preciso (PPP), considerando somente informações das órbitas e dos relógios dos satélites GPS, permitindo processar observações realizadas no campo (IBGE, 2009). A altura do equipamento em campo e modelo de antena são especificadas para realização dos parâmetros técnicos.

Dentro da metodologia consolidada, tendo como referência RIBEIRO *et al.* (2004) e RIBEIRO (2005), foi empregado o receptor GNSS Altus APS-3 de dupla frequência (L1/L2) (GPS/GLONASS) no modo posicionamento isolado e cinemático, para demarcação das feições do terreno de interesse imediato para garantir rigor geométrico no georreferenciamento e na demarcação das feições do terreno.

### 3.2. Sensoriamento Remoto

Para as análises de variação da linha de costa e de área da extremidade NE da ilha foram utilizadas imagens Landsat de 1980 a 2016 obtidas na plataforma GloVis do *United States Geological Survey* (USGS) (<https://glovis.usgs.gov/>). As análises foram tentativamente anuais, com periodicidade determinada em relação a disponibilidade das imagens de satélite com baixa cobertura de nuvens. Também foram utilizados dois conjuntos de fotografias aéreas (1962; 2000) para análises da linha de costa e morfologia de antigos cordões litorâneos.

As imagens foram processadas no *software* QGIS, onde foi feita a delimitação da linha de costa anualmente, definida como a linha de vegetação, e medida sua variação em 5 seções estabelecidas entre as praias mais próximas a desembocadura de Icapara e as em direção ao mar aberto (Figura 3.2). Para medir a área total da extremidade NE da ilha foram utilizados os contornos da linha de costa e um vetor na porção terminal para construção de um polígono (Figura 3.2).

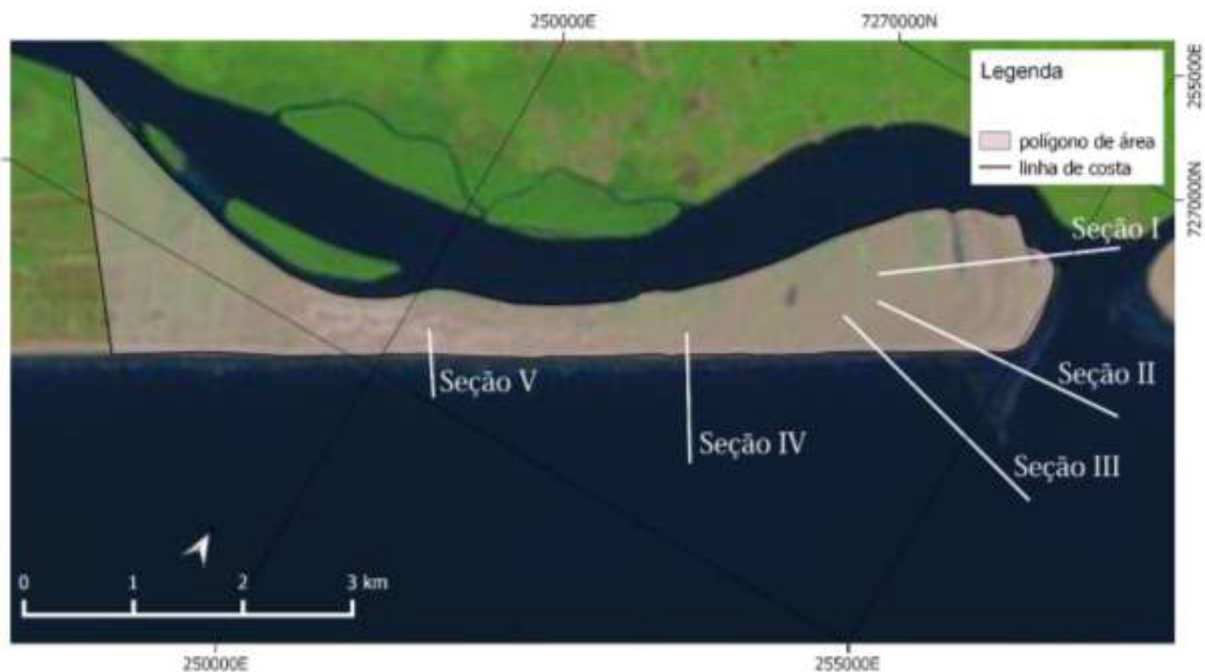


Figura 3.2. Imagem Landsat (2016) com contorno da linha de costa com as respectivas seções e polígono que limita a área analisada.

Os valores obtidos nas variações da linha de costa foram somados para obtenção do padrão de comportamento em cada seção (transgressão ou regressão) bem como da área total.

### 3.3. Geocronologia

Métodos geocronológicos foram utilizados em cordões litorâneos mais antigos, com intuito de aumentar a escala temporal do estudo em relação às imagens de satélite e fotografias aéreas.

A preparação das amostras e espectrometria gama foram realizadas no Laboratório de Espectrometria Gama e Luminescência (LEGaL) no Instituto de Geociências e as análises LOE-SAR foram realizadas no Laboratório do Grupo de Dosimetria das Radiações e Física Médica no Instituto de Física, ambos na Universidade de São Paulo (USP).



### 3.3.1. Preparação das amostras

Foram coletadas três amostras (Fig.1.1; Fig 3.3) em pontos distintos para datação (IC62, IC01 e IC03) em diferentes profundidades (de 0,65 a 0,85 metros), verticalmente, em feições de cordões litorâneos identificados em campo e em fotografias aéreas (Fig. 3.4), e uma amostra superficial na praia identificada por ICM08 (Fig. 1.1) com tubos de alumínio de aproximadamente 30 cm por 4 cm de diâmetro lacrados no momento da coleta para nenhum contato da amostra com a luz (Fig. 3.3).



Figura 3.3. Amostragem em tubos PVC de amostras LOE. (A) Amostra IC01 coletada verticalmente a 0,65 metros de profundidade; (B) Amostra IC03 coletada verticalmente a 0,75 metros de profundidade; (C) Amostra IC62 coletada verticalmente a 0,80 metros de profundidade; (D) Amostras ICM08, coletada superficialmente.

A separação e a preparação dos grãos de quartzo para datações LOE-SAR foram realizadas sob luz vermelha, a partir dos seguintes procedimentos: 1- peneiramento e separação de grãos entre 120 e 150  $\mu\text{m}$ ; 2- tratamento com  $\text{H}_2\text{O}_2$  27%, para eliminação de matéria orgânica; 3- tratamento com  $\text{HCl}$  3,75%, para

eliminação de carbonatos; 4- ataque com HF 48-51% por 40 minutos, para eliminação do feldspato e da porção externa dos grãos de quartzo atingidas pela radiação alfa; 5- tratamento com HCl, para eliminação de compostos residuais relacionados ao ataque de HF; 6- separação dos minerais leves dos pesados por flutuação em solução de metatungstato de lítio à densidade de 2,75 g/cm<sup>3</sup>; 7- separação entre quartzo e feldspato remanescente com solução de metatungstato de lítio à densidade de 2,62 g/cm<sup>3</sup>.

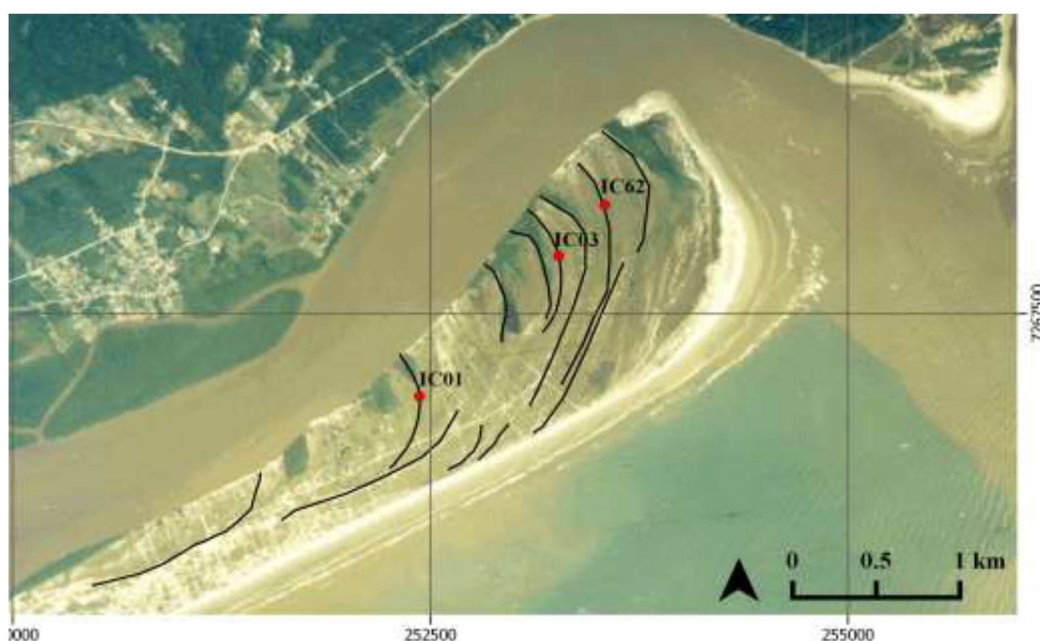


Figura 3.4. Fotografia aérea de 2000 com delimitação das feições de cordões litorâneos identificados e localização dos pontos de amostragem.

### 3.3.2. *Dose recovery test*

Este teste verifica se é possível recuperar uma determinada dose aplicada ao sedimento para averiguar se a amostra se comporta como um dosímetro natural. O protocolo utilizado para a execução do teste de *dose recovery* é semelhante ao protocolo da datação proposto por WINTLE & MURRAY (2000) e revisto por MURRAY & WINTLE (2006), diferenciando-se apenas no primeiro ciclo: ao invés de ler o sinal natural das alíquotas, estas são expostas a uma fonte artificial de luz por aproximadamente 4 horas e, quando inseridas no equipamento, submetidas a uma dose conhecida, próxima a dose natural esperada.

Como a dose esperada é muito baixa, foi aplicada a menor dose possível no equipamento, de 45,27 mGy, que é equivalente a dose de 3 segundos a uma taxa de  $15,09 \pm 0,68$  mGy/s. As alíquotas foram analisadas com diferentes temperaturas de pré-aquecimento (180 e 200°C) com o objetivo de se avaliar variações na transferência termal de sinal.

### 3.3.3. Determinação das doses equivalentes

As medições por luminescência têm por finalidade determinar a dose de radiação ionizante recebida desde o último soterramento das amostras. A dose acumulada pode ser medida pela estimulação de um mineral específico da amostra (usualmente quartzo ou feldspato) e pelo monitoramento da luminescência (LOE) resultante em outro comprimento de onda. As diferentes áreas fontes e histórias sedimentares de cada amostra ocasionam uma diferença na luz emitida por estas, para uma dose fixa de radiação, fazendo-se necessário a construção de uma curva de calibração, ou curva dose-resposta, para cada amostra, pois não existe uma curva de calibração fixa universal entre a intensidade de luminescência e dose de radiação recebida.

No protocolo LOE-SAR, a curva de calibração, bem como a medida da luminescência natural, é realizada em uma única alíquota. Com isso, evita-se o uso de alíquotas com diferentes sensibilidades LOE, e torna o resultado mais confiável. As principais etapas do procedimento SAR utilizado para determinação da dose equivalente (MURRAY & WINTLE 2000) são:

- I Dose ( $D_i$ )
- II Pré-aquecimento a 200°C por 10s
- III Medida da LOE a 125°C por 100s ( $R_i$ )
- IV Dose Teste ( $T_{Di}$ )
- V Pré-aquecimento a 200°C por 10s
- VI Medida da LOE a 125°C por 100s ( $T_i$ )
- VII Determinação da correção da sensibilidade LOE ( $L_i = R_i/T_i$ )

A determinação da correção se dá pela medida das diferentes aplicadas nas alíquotas (sendo  $D_1 < D_2 < D_3 < D_4$ ). Repete-se as etapas de I-VI por um intervalo de doses de regeneração (ciclo 0: sem etapa 1,  $D_i=0$  ciclo; 1-4: respostas a diferentes doses  $D_1$ ,  $D_2$ ,  $D_3$ ,  $D_4$ ; ciclo 5: teste de variação de sensibilidade; ciclo 6: teste de



recuperação (com *blue bleach*); ciclo 7: teste de reciclagem; 8. teste de presença de feldspato - com estimulação adicional de IR a 60°C por 100s entre etapas I e II).

#### 3.3.4. Determinação da taxa de dose

Para obtenção da idade de soterramento é necessário obter a taxa de dose anual de radiação do local de coleta da amostra, obtidos através de espectrometria gama, com detector de germânio de alta pureza (HPGe).

O procedimento para obtenção da taxa de dose anual de radiação do local de amostragem é: 1- medir o teor de umidade da amostra, pesando-se o amostra úmida e depois da secagem; 2- embalagem em recipientes plásticos e armazenamento por pelo menos duas semanas, com a finalidade de eliminar o desequilíbrio causado pelo escape de Radônio; 3- medição da radiação de cada amostra por aproximadamente doze horas no detector; 4- determinação do valor de fundo (*background*), pela medição do espectro dos recipientes plásticos selados por no mínimo 24 horas. A contribuição da radiação cósmica na taxa anual é calculada de acordo com BARBOUTI & RASTIN (1983) e PRESCOTT & STEPHAN (1982), usando-se informações sobre latitude, longitude, altitude e profundidade de coleta, bem como sobre a densidade de cada amostra. O erro total da dose anual é calculado de acordo com a lei gaussiana de propagação de erro.

#### 3.3.5. Teste de sinal LOE residual

Uma das premissas do método para obtenção das idades LOE é possuir uma amostra que tenha sofrido fotoesvaziamento natural antes de sua deposição para que as idades não sejam superestimadas. Ao trabalhar com idades muito recentes (poucas centenas de anos) este sinal LOE residual pode tornar-se significativo na interpretação das idades.

Para verificação do sinal residual foi coletada uma amostra superficial na praia (ICM8) (Fig. 1.1; Fig. 3.3d), posteriormente subdivida em 4 alíquotas que passaram pelo procedimento de datação LOE-SAR.

### 3.4. Dados climáticos

#### 3.4.1. Precipitação

Os dados de precipitação foram obtidos na base de dados do *Global Precipitation Climatology Centre* (GPCC) disponibilizado pelo *National Center for Environmental Prediction* (NCEP) da *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) numa área correspondente ao Vale do Ribeira (25,15°S – 23,9°S e 49,31°W – 47,2°W). Tratam-se de dados com resolução de 0,5° onde a precipitação mensal corresponde a média espacial de precipitação na área selecionada, adquirida com base em dados de 67.200 estações de todo o mundo com registro de pelo menos 10 anos. As anomalias na precipitação são interpoladas e sobrepostas no GPCC *Climatology V2011*. A partir destes dados, foram calculados os acumulativos anuais de precipitação da região entre 1980 a 2013.

#### 3.4.2. Vazão do rio Ribeira de Iguape

Os dados de vazão do rio Ribeira de Iguape foram obtidos em três estações de medição em Sete Barras, Eldorado e Registro, disponíveis no portal do Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo (DAEE). Foram calculadas as vazões médias anuais entre 1940 a 2016, em Registro e Eldorado, e entre 1962 a 2016, em Sete Barras. Os dados de Registro, posto mais próximo a área de estudo, foram acoplados aos dados de vazão média anual de GEOBRÁS (1966).

#### 3.4.3. Dados de onda

O regime de ondas atuantes na região foi determinado a partir de dados do modelo *reanalysis* global de ondas *WaveWatch III*, desenvolvido pelo NCEP/NOAA. O modelo utiliza a equação da densidade de ação espectral para o espectro direcional da onda (TOLMAN, 1999).

Foram extraídos dados *offshore* (25°S; 47°W) de uma simulação de 1979 a 2017, realizada a partir de forçantes de vento do CFSRR (NCEP *Climate Forecast System Reanalysis Reforecast*) com resolução de 0,5°.

O regime de ondas foi caracterizado sazonalmente e entre os intervalos dos levantamentos de GPS (Tabela 3.1). Foi calculado o poder de onda (Equação 2), que por definição, se trata da sinergia da onda, e relaciona o período da onda e sua

altura. Na oceanografia é utilizada a altura significativa da onda ( $H_s$ ) por ser mais representativa, pois trata-se da média da altura do terço de maior altura das ondas (SALTER, 1974). O poder da onda ( $P$ ) é dado em W/m pela equação

$$P \text{ (W/m)} = \frac{\rho \cdot g^2 \cdot H_s^2 \cdot T}{32\pi}$$

Equação 3.1. Equação do poder de onda.

onde  $\rho$  é a densidade da água ( $1,027 \text{ kg/m}^3$ ),  $g$  é a aceleração da gravidade,  $H_s$  é a altura significativa (em metros), e  $T$  é o período (em segundos).

#### 3.4.4. El Niño – Oscilação Sul

A quantificação dos eventos El Niño foi feita a partir do IOS, disponibilizados pela NOAA/NCEP, numa série mensal de 1950 a 2017. A intensidade e identificação de cada evento foi calculada a partir do método de KILADIS & VAN LOON (1988), e foram considerados intervalos apenas com eventos de forte magnitude.

Os anos de ocorrência de El Niño foram relacionados a precipitação no Vale do Ribeira e fluxo do rio Ribeira de Iguape, para posterior correlação com as alterações na morfologia da área de estudo.

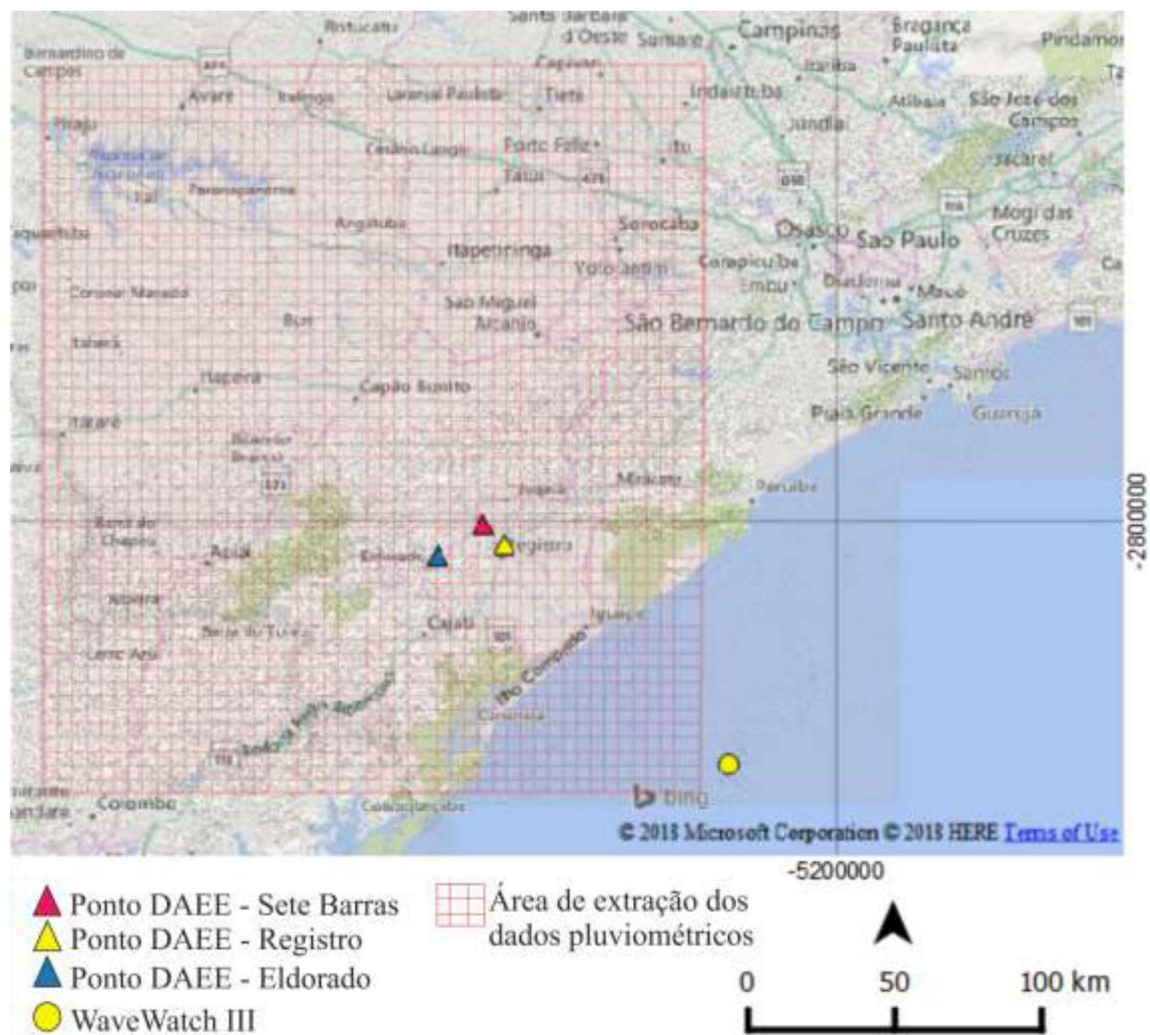


Figura 3.5. Localização dos pontos de extração de dados *reanalysis* de precipitação e ondas, e postos de medidas de dados fluviométricos do DAEE.

## **4. RESULTADOS**

### **4.1. Proposta de artigo**

#### **ACTIVE MECHANISMS THAT CONTROL THE MORPHODYNAMIC OF NORTHEAST OF ILHA COMPRIDA, SOUTHEASTERN BRAZIL**

Silva, M.S.<sup>1</sup>; Guedes, C.C.F.<sup>1</sup>; Ribeiro, G.P.<sup>2</sup>, Silva, G.A.M.<sup>2</sup>; Dourado, F. F.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>: Postgraduate Programme in Geology, Department of Geology, Federal University of Paraná, Curitiba/PR, Brazil

<sup>2</sup>: Department of Sea Sciences, Federal University of São Paulo, São Paulo/SP, Brazil

#### **ABSTRACT**

Coastal barriers islands, associated with coastal plains and inlets, are one of the most dynamic and complex systems of coastal environment. The Cananéia-Iguape lagoon-estuarine system is located on the south-eastern Brazilian coast, which has one of the most dynamic coastal areas, comprising the Icapara Inlet, Mar Pequeno lagoon, Praia do Leste strandplain, the Ilha Comprida barrier and the Ribeira de Iguape River mouth. This area presents intense changes in its morphology since the opening of Valo Grande channel, which connected the Ribeira de Iguape river to Mar Pequeno lagoon. To verify the anthropic influence on morphodynamics, we analyzed the barrier area and coastline variations in five sections including baymouth and open sea beaches, from northeast end of the Ilha Comprida by satellite images (1980 – 2016) and compared with river flow, precipitation and wave data. We also correlated the El Niño influence, whereas these events intensify the fluvial discharge and rainfall. The extremes variation values of the coastline in just one year were 120 meters of retrogradation until 300 meters of progradation, with different behavior between baymouth and open sea beaches. The barrier area had a total increased of  $550 \times 10^3 \text{m}^2$  in the analyzed interval, but without a constant rate. Overall, the northeast end of the island had a growing trend in its area until 2005, when there was severe erosion on the Praia do Leste and the island began to have a tendency of loss of area, which intensifies in 2005, with the merging

of the river mouth and the Icapara Inlet. We also use OSL dating in beach ridges identified in aerial photos to estimate progradation rates since the opening of Valo Grande channel. GPS surveys from 2015 to 2017 corroborates to progradation and retrogradation rates, and made possible describing the seasonal dynamics, including a new conceptual model for the barrier growth under anthropogenic influence. We observe that sediments accumulations occur mainly during Summer on baymouth spits due to highest values of river flow and low synergy of wave from south, and retrogradation of the coastline occurs in winter, when the synergy of wave are very strong. This configuration is controlled by both the bidirectional longshore drift and the fluvial discharge.

Keywords: coastal barrier; Optically Stimulated Luminescence; beach ridges; El Niño; anthropic influence.

## **Introduction**

Coastal barriers can be defined as a range of emergent depositional landforms which are separated from the mainland by lagoon, bay or marsh (Davidson-Arnott, 2010). Coastal lagoons and barriers compose highly dynamic and vulnerable systems of local mechanisms acting due to their complexity resulting from the interception of the hydrosphere, geosphere, atmosphere and biosphere. Natural or anthropogenic induced alterations in these parameters can cause state changes in coastal systems (Woodroffe, 2002; Dias, 2005) with variations in intensity and interrelationship among these forcing over time. The barriers dynamics are directly influenced by the availability of sediments, relative sea level (RSL) and dynamic processes related to storms and other climatic anomalies as El Niño/La Niña (Davidson-Arnott, 2010; Masselink & van Heteren, 2014).

According to Ollerhead & Davidson-Arnott (1995) coastal barriers can be classified according to their morphology and the number of free ends: no free end, one free end (including spits), and two free ends (barrier islands). One of the most dynamic areas of the state of São Paulo (Southeastern Brazil) comprises an estuarine-lagoon system named Cananéia-Iguape, where is located two barrier islands named Ilha Comprida and Cananéia, beyond the spit of Praia do Leste (Fig. 1).

Ilha Comprida is a regressive barrier with a growth pattern for NE identifiable by beach ridges (Geobras, 1966; Tessler, 1988; Guedes *et al.*, 2011) which is a reliable indicator of patterns for paleogeographic evolution in coastal systems (Tanner, 1995; Otvos, 2000; Murray-Wallace *et al.*, 2002; Nielsen *et al.*, 2006; Goodwin *et al.*, 2006; Rink and López, 2010; Tamura, 2012; Guedes *et al.*, 2011) separated from the mainland by Mar Pequeno lagoon. The opening of Valo Grande artificial channel, in 1852, connected the Ribeira de Iguape river to Mar Pequeno lagoon was followed by many environment alterations, such as: displacement of the Icapara channel to NE, erosion of the Praia do Leste, addition of beach ridges on the NE portion of the island at a rate close to 30 meters per year (Geobrás, 1966; Nascimento *et al.*, 2008), change of salinity in the Mar Pequeno, causing changes in ecosystems and chemical changes in trace element levels in lagoon (Mahiques *et al.*, 2012). But many of these changes, as beach ridges addition to NE and Praia do Leste erosion, were expected by the natural NE Ilha Comprida expansion raising doubts of the magnitude of anthropogenic contribution.

In this work we used a multi-temporal dataset of coastline changes from GPS surveys, satellite images and OSL dating to compare with oceanographic and meteorological parameters. We aim to analyze the active mechanisms that control the coastline changes, from months to centuries, of the NE end of Ilha Comprida with focus on the anthropogenic contribution to the morphodynamics.

### **Study area**

São Paulo's state coast has long coastal plains and estuaries due to the retracted configuration of the Serra do Mar (Giannini *et al.*, 2009) with the coastal geomorphology controlled by the relative sea-level (RSL) changes during the Late Quaternary (Suguio and Martin, 1978). The Cananéia-Iguape estuarine complex is the largest complex of São Paulo Bight (Alcantara-Carrio *et al.*, 2017) formed in 5 stages (Suguio & Martin, 1978), which the last is associated to a regressive stage which originated an emergent sand deposit composed by beach ridges (Suguio & Martin, 1994).

Ilha Comprida is a 63-km-long exposed barrier with up to 5 km width, limited by two inlets: Icapara inlet at north and Cananéia inlet at south (Guedes *et al.* 2011). It is composed of Quaternary sandy sediments deposited by a northeastward

elongation from a 42-m high hill of Mesozoic intrusive alkaline rocks located at the south-western end of the barrier (Nascimento et al., 2008; Giannini et al., 2009; Guedes et al., 2011), associated to terraces covered by beach ridges of marine fine and very fine sands, as well as sandy-clay deposits of fluvio-lagoon origin and eolian deposits in the south portion of the island (Suguio & Martin, 1994). The northeaster end of the island is constituted of sand, partially covered by recent dunes with presence of vegetation from six to seven meters high (Geobrás, 1966).

The region comprising the Cananéia-Iguape system is microtidal, with amplitudes ranging from 1.2 meters on spring tide to 0.25 meters on neap (Mesquita e Harari, 1983). Climate is marked by two distinct climatic conditions due to South Atlantic Convergence Zone (SACZ) coinciding with the maximum average range of cold fronts, result from the meeting of Tropical and Polar Maritime air masses. The first is under the influence of Tropical Maritime air mass, with action of instability and trade winds and NE waves, predominantly in the first half of the year; and the other is under effect of the Polar air mass (Nimer, 1989; Nogués-Paegle & Mo, 1997), with NW and NE winds, in the prefrontal cavity, SE and SE winds, of the order of 4,5 m/s, in the prefrontal wedge and SE waves (Geobrás, 1966).



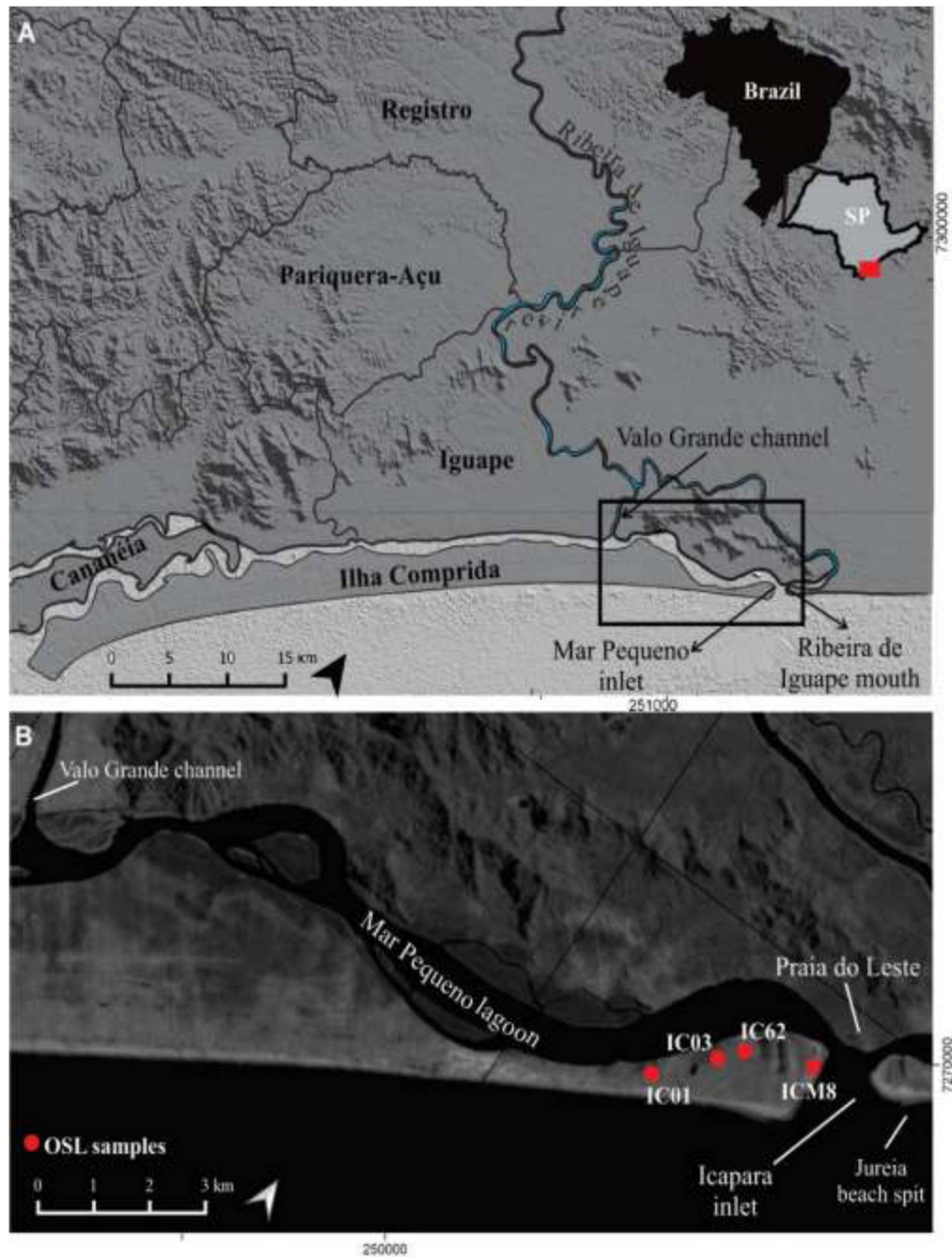


Figure 1. Study area map with shaded relief background map. (A) Location of study area; (B) Study area and LOE sampling points. Source: INPE Topodata.

## Material and Methods

### Remote Sensing

To analyze the coast line and area changes over time, we used Landsat images (1980–2016) with a quasi-annual periodicity, determined by the availability of satellite images with low cloud cover, obtained on Global Visualization Viewer (GloVis) [<https://glovis.usgs.gov/>] and aerial photos (1962 and 2000). The coastline

position was measured from five sections located between beaches turned to Icapara inlet inlets and beaches facing the open sea. The area variation was estimated from polygons englobing the northeastern of the Ilha Comprida island (Fig. 2).

### GPS surveys

Double frequency GPS (Global Positioning System) surveys were carried out to identify the vegetation boundary and emerged coastal face, defined as the coastline. A total of seven-time intervals was evaluated from May/2015 to March/2017 (Table 1). The GPS receptors used were Garmin Map 60Cx and GNSS (Global Navigation Satellite System) Altus APS-3. Surveys followed orientations from Pinheiro *et al.* (2008), with receptor height of 2 meters and storage rate of 1 second. Isolated positioning and cinematic modes were used on the GNSS Altus APS-3 receptor in order to assure the geometric accuracy on georeferencing and terrain features recognition (Ribeiro *et al.*, 2004; 2005)

Table 1. Date of the field surveys with GPS.

Period	Named
24/05/2015 to 20/08/2015	Interval I
22/08/2015 to 11/11/2015	Interval II
13/11/2015 to 13/02/2016	Interval III
15/02/2016 to 4/05/2016	Interval IV
16/05/2016 to 19/11/2016	Interval V
21/11/2016 to 29/03/2017	Interval VI

### Atmospheric, oceanographic and hydrological dataset

Precipitation data from the Global Precipitation Climatology Centre (GPCC) provided by the NOAA/OAR/ESRL PSD with a resolution of 0.5° were used to calculate the accumulated annual and seasonal mean precipitation over the Vale do Ribeira (49,3° - 47,2°W; 25,1° - 23.9°S) from 1980 to 2013. To verify possible impact of the El Niño events on the morphodynamics, the Southern Oscillation Index (SOI) data was obtained from NOAA. Precipitation data from Global Precipitation Climatology Centre (GPCC), provided by the NOAA/OAR/ESRL PSD, was acquired in <https://www.esrl.noaa.gov/psd/> and were used to calculate cumulative annual precipitation on Vale do Ribeira from 1980 to 2013. With a resolution of 0.5°, the data

is a spatial mean of a cumulative precipitation. To verify the El Niño influence in morphodynamics and the relation on regional climate anomalies, Southern Oscillation Index (SOI) data obtained on the NOAA/NCEP was used according to Kiladis and Van Loon (1988) methodology to characterize the events with strong magnitude from 1950 to 2017.

The mean annual river flow from Ribeira de Iguape was obtained on the Departamento de Águas e Energia Elétrica (DAEE) on three different stations: Registro (24° 29' 27"; 47° 50' 12"), Eldorado (24° 31' 00"; 48° 06' 45") and Sete Barras (24° 23' 34"; 47° 55' 43"). Registro's station is closer to Valo Grande channel.

Offshore wave data was extracted from the global wave generation model WW3® obtained on NOAA/NCEP from 1979 to 2017. To determine the frequency of each wave approach direction, directional wave histograms data were summarized as significant wave heights and main directions on annual and seasonal scales. Wave data also was separated between intervals I to VI (Table 1) to correlate the wave regime with progradation and erosion obtained by GPS data.

The amount of wave power was estimated according Salter (1974) approach. So, the synergy of wave height (H, in meters) and period (T, in seconds) was calculated by wave power (P, in W/m) equation:

$$P = \rho g^2 H^2 T / 32 \pi$$

(1)

where  $\rho$  is water density (1,027 kg/m<sup>3</sup>),  $g$  the acceleration due to gravity (9,8 m/s<sup>2</sup>)

### **Luminescence dating**

Luminescence dating were realized on three beach ridges samples, previously identified by aerial photos, denominated IC62, IC01 and IC03 (Fig. 1). The samplings were in trenches avoiding the pedogenic horizon and heterogeneities using aluminum tubes. One superficial sample were collected on the beach (ICM08) to residual OSL signal analysis. All samples were prepared in the *Laboratory of Gamma Spectrometry and Luminescence* (LEGaL) of São Paulo University - Brazil. Aliquots were prepared under red light. Quartz grains were isolated according to the following processes: separation of 120-150 µm sand grains through wet sieving; treatment with H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> 27%, HCl 3.75%, HF 48-51% for 40 min, in order to remove organic carbon,

CaCO<sub>3</sub> and feldspars, respectively; density separation with sodium metatungstate to isolated quartz from heavy minerals and feldspars.

The Single Aliquot Regenerative-dose (SAR) protocol (Table 2) (Murray and Wintle, 2000; Wintle and Murray, 2006) was used to determine the equivalent doses on quartz aliquots. Time intervals for quartz OSL decay curves were selected trying isolating the fast OSL component, applying the early background approach (Cunningham & Wallinga, 2010). We used 0,5 seconds for defining the 'initial-signal' and 0, 8 seconds to background. The choice of time intervals defines the proportion of each component in the net signal, varying in each aliquot due to variations in the intensity and decay rate of each OSL component between grains (Cunningham & Wallinga, 2010).

Table 2. SAR procedure used for equivalent-dose determination.

- |  |
|--|
| 1. Dose ( $D_i$ )  |
| 2. Pre-heat at 200°C for 10s                                 |
| 3. LM-OSL at 125°C for 45s ( $R_i$ )                         |
| 4. Test dose ( $TD_i$ )                                      |
| 5. Pre-heat at 200°C for 10s                                 |
| 6. LM-OSL at 125°C for 45s ( $T_i$ )                         |
| 7. Determination of correction sensitivity $LOE\ Li=R_i/T_i$ |

Dose recovery test was realized to validate OSL dating protocol. We applied a known small dose (45,27 mGy), similar to the expected for the natural samples, in four aliquots of sample IC62. Due to the small expected doses, we test two pre-heat temperatures (180 and 200°C) to examine the better protocol parameters to charge thermal transfer.

## Results

### OSL ages

The luminescence ages results are summarized in Table 3. Dose rate varied from 0.41 to 0.50 mGy/y. Those values are similar to dose rates already described to others authors for the same region (Suguio *et al.*, 1999, 2003; Sawakuchi *et al.*, 2008; Giannini *et al.*, 2009, Guedes *et al.* 2011). Rejected aliquots were mostly by recuperation test (up to 5% limit) and recycling ratio (0.9-1.1) with acceptance of 75%

for samples IC62 and IC01 and 50% for sample IC03. Following the same criteria on the dose recovery test, 89% of sample were approved to sample ICM8.

Table 3. OSL dating results. O.D.: Overdispersion.

Sample	Depth (m)	Dose (mGy)	O.D. (%)	K (%)	Th (ppm)	U (ppm)	Gamma (mGy/a)	Beta (mGy/y)	Cosmic dose rate (mGy/y)	Dose rate (mGy/y)	Age (y)
IC 62	0.75	49.5 ± 3	22 ± 5	0.174 ± 0.02	0.43 ± 0.14	0.34 ± 0.05	0.102 ± 0.01	0.189 ± 0.01	0.1558 ± 0.0078	0.411 ± 0.03	120 ± 11
IC 01	0.65	64.5 ± 4.5	19 ± 5	0.199 ± 0.02	0.89 ± 0.15	0.28 ± 0.05	0.124 ± 0.01	0.211 ± 0.02	0.1558 ± 0.0078	0.436 ± 0.03	148 ± 14
IC 03	0.85	79.5 ± 4.5	12 ± 4	0.304 ± 0.02	0.61 ± 0.14	0.28 ± 0.05	0.134 ± 0.01	0.284 ± 0.02	0.1558 ± 0.0078	0.502 ± 0.03	159 ± 16
ICM08	0	4.5 ± 1.5	0	0.174 ± 0.02	0.43 ± 0.14	0.34 ± 0.05	0.102 ± 0.01	0.189 ± 0.01	0.1558 ± 0.0078	0.411 ± 0.03	11 ± 4

Dose recovery tests, for both temperatures, shows satisfactory results (Fig. 2) showing that SAR protocol used is appropriate to estimate low natural doses. However, aliquots with preheat of 200°C presented less dispersion in estimated doses compared to the applied dose (Fig. 2) and all the values obtained in the recycling ratio (from  $0.92 \pm 0.06$  to  $1.03 \pm 0.08$ ) and recuperation test ( $1.44 \pm 1.54$  a  $2.84 \pm 0.83$ ) respect the estipulated limits. A small OSL residual signal was identify in ICM08, resulting in a background age of  $11 \pm 4$  years. This value is similar to the uncertainty of the OSL ages of the beach ridges.

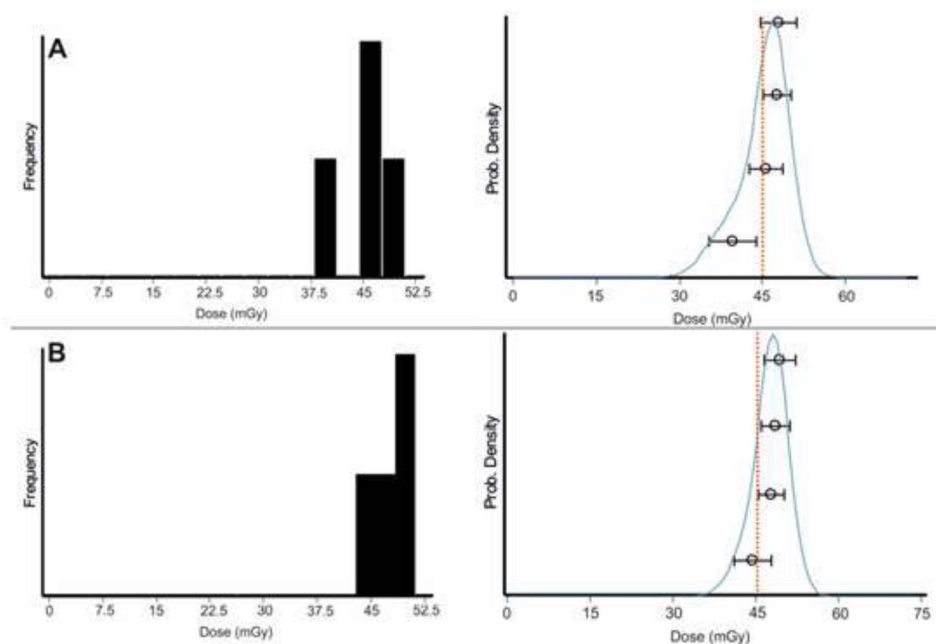


Figure 2. Dose recovery test results for (A): pre heat of 180°C and (B) pre heat of 200°C. The dotted red line represents the known dose applied.



The age distribution between the beach ridges is geographically coherent, but the samples IC01 and IC03 overlap within the error limits. The maximum difference, considering the uncertainty, is 172 years. In oldest beach ridges the progradation range, considering the age uncertainty and the residual signal, from 30 to 110 m/y (Fig. 3). For the most recent beach ridges, the progradation range from 11 to 13 m/y.

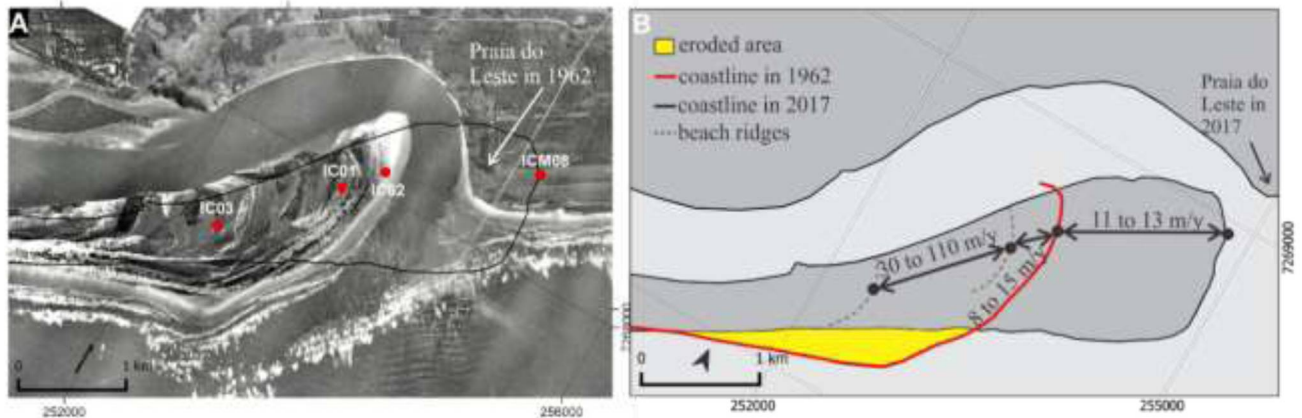


Figure 3. Progradation rates by OSL ages.

## Remote Sensing

The analysis of satellite images through 1980 to 2016 period shows a different behavior along the coast line (Fig. 4). Sections from beaches adjacent to the Icapara inlet (I and II) have a progradational behavior, with accretion up to 170 m/y. Sections IV and V are in general retrogradational, but progradation occurs in some time intervals. Section III showed the highest variability of behaviors when compared with other sections. Due to the coexistence of progradation and retrogradation in different sections, the variation of area was used as an indicator of accumulation or removal of sediments for overall NE portion of the island.

During the analyzed period the accretion of sediments is predominant, with an increase of  $557 \times 10^3 \text{ m}^2$ , even though two different long-term trends were identified. From 1980 to 2005 accretion of sediments is predominant, while sediment loss by erosion overcomes accretion from 2005 to 2016, with a rate of  $63 \times 10^3 \text{ m}^2/\text{y}$ . But like the sections, the evolution of NE portion is not linear, it occurs with high amplitude annual variations due to sandbars deposited on beaches, mainly next to the Ribeira de Iguape inlet. These sandbars can be observable in satellite images

and in the field with incipient vegetation and they are generally eroded later. In 2005 the NE end of the island has more than 8.700 km<sup>2</sup> and in the next year just 8.200 km<sup>2</sup>, emphasizing variations between erosive and depositional events.

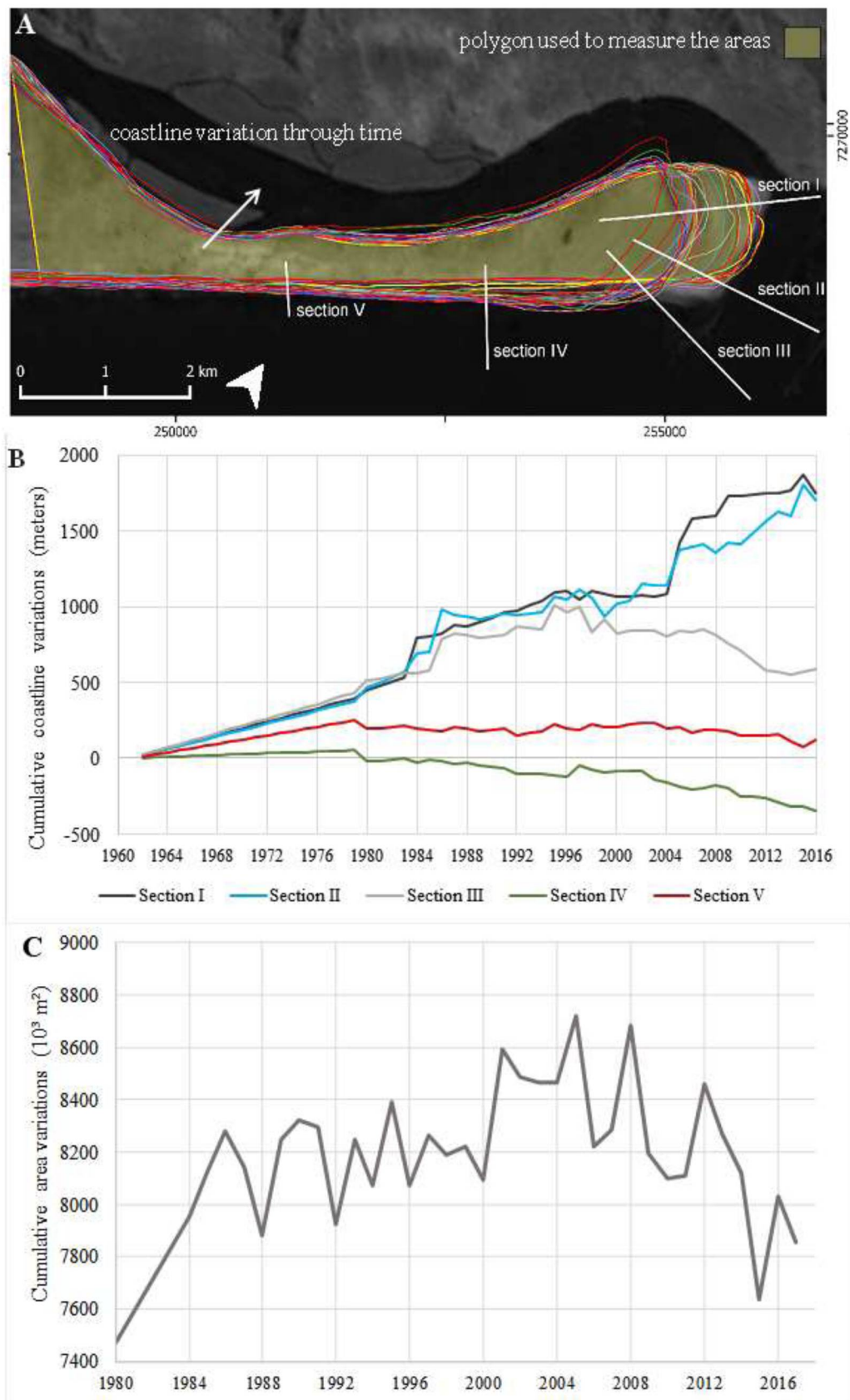


Figure 4. (A) Coastline limitation and area used to measure variations. (B) Cumulative coastline variations between 1960 to 2016, obtained by aerial photos and satellite images; (C) Cumulative area variations obtained with satellite images.



## GPS rates

The coastline presented significant variations between GPS surveys. Overall, in the intervals I, IV and V occurs coastline retrogradation, while the intervals III and VI progradation is predominant.

In the first interval, the retrogradation was ten times greater than progradation area, resulting in  $17,4 \times 10^3 \text{ m}^2$  of eroded area. On coastline located in the direction of open sea occurs mainly retrogradation, with an average of 2.5 meters. Also occurred a punctual progradation up to 14 meters next to the inlet and retrograded up to 15 meters. Near the Icapara river mouth, we checked an accentuated eroded area that intensifies itself as moves toward the channel, up to 50 meters of retrogradation.

Interval II had a total balance of  $774 \text{ m}^2$  from eroded area, but it does not explicit the intensity of the dynamics. The total eroded area was  $13.4 \times 10^3 \text{ m}^2$ , slightly higher than progradation ( $12.7 \times 10^3 \text{ m}^2$ ), demonstrating that the volume of material mobilized was over than interval I. It is emphasized that beach face turned to open sea expose trend of generalized progradation, with an average of 15 meters and maximum of 45 meters. Icapara mouth coast has predominance of retrogradation, with an average of 4 meters. Between these distinct areas, at the coastline inflection, there was a marked erosion, with up to 80 meters of retrogradation.

Progradation was predominant in the interval III, with an increase area about  $77 \times 10^3 \text{ m}^2$ . Erosion occurred at the beach next to river mouth coast, to the N of the inflexion area in the coastline. This inflexion had been eroded on the last interval, prograded up to 90 meters, regaining part of the previously eroded area. On the shore facing the open sea was verified mean progradation of 40 meters heterogeneously, with lower rates to SW and larger to NE, reaching to 85 meters.

Period corresponding to interval IV begins an erosive phase with an extensive retrogradation of coast line. In this interval was not observed any progradation areas, so the average rate of retrogradation was 15 meters with a maximum of 75 meters in inflection, and an eroded area of approximately  $38 \times 10^3 \text{ m}^2$ . This erosive phase proceeds until the Interval V. The total balance of the deficit was  $73 \times 10^3 \text{ m}^2$  with just a little progradation portion, located in the infection zone. Both shores, the oceanic and the outfall, presented severe erosion with a mean of 33 meters and maximum of 85 meters.

The last interval is represented by a progradational phase, with a total addition of  $57 \times 10^3 \text{ m}^2$ . Progradation occurs on oceanic beaches, with an average of 31 meters and maximum of 80 meters. In the inflection area the erosive processes are predominant and the retrogradation observed is up to 18 meters, while there is an alternation between progradation and retrogradation inside the channel.

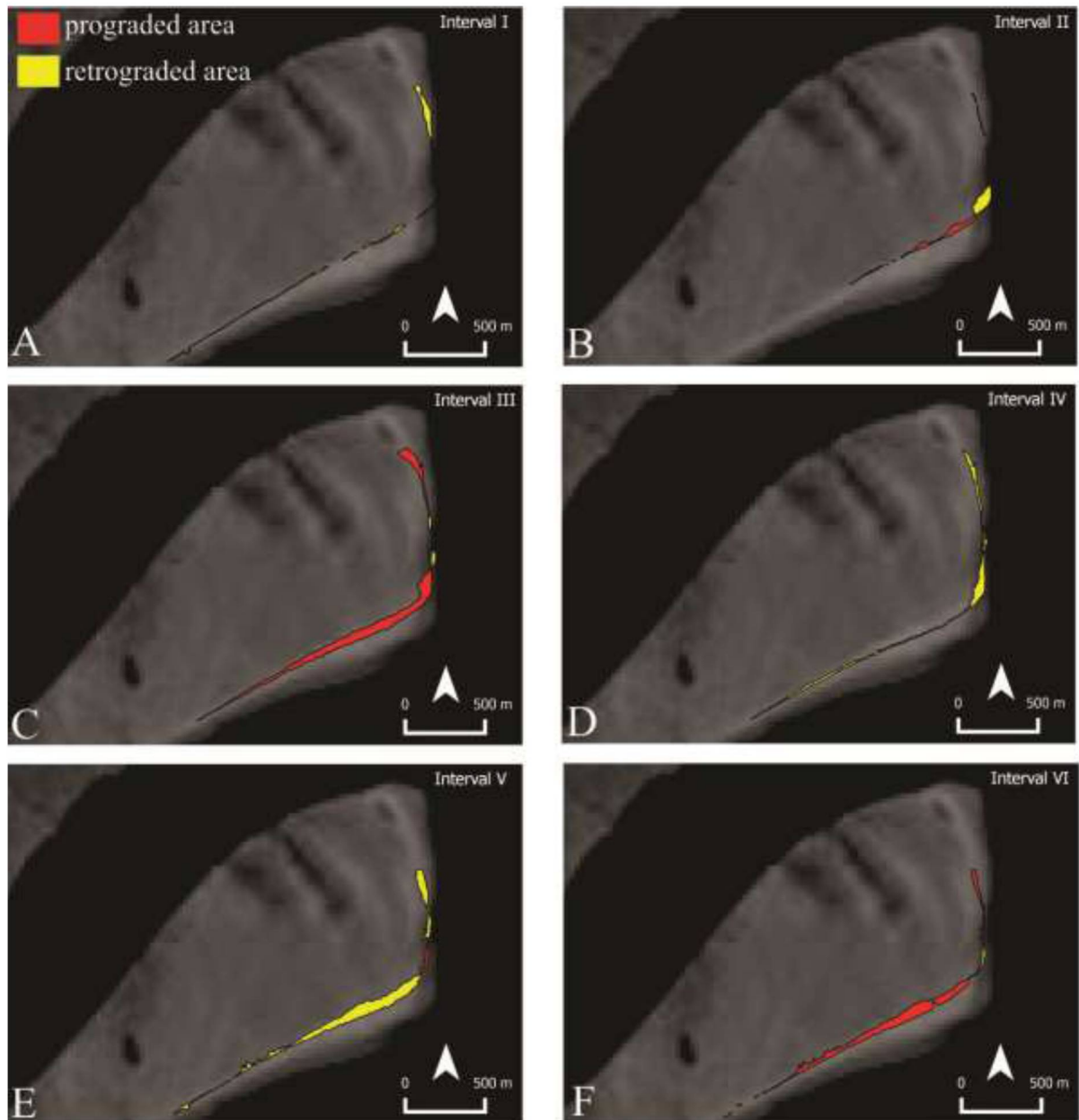


Figure 5. Coastline variations between GPS survey intervals. Satellite images (2016) from USGS.

## Climate

Region climate is marked by a dry period during Jun-Jul-Aug and a rainy quarter on Jan-Feb-Mar, resulting in strongest rainfall in Summer and driest period in Winter (Fig. 6). Cumulative precipitation values varied from 1100mm to 2400mm per year, with a mean annual cumulative of 1716mm on analyzed interval (Fig. 6). Periods with intense rainfall coincide with episodes of strong magnitude of El Niño. The strongest El Niño event happened in 1982-1983, such as rainfall was more intense (2474 mm). Other events with a very strong magnitude occur in 2009-2010 and 2015-2017 according to NOAA dataset about the sea surface temperature (SST) from 1950 to present. It's also observable most influence of El Niño during transitional seasons, mainly on Spring.

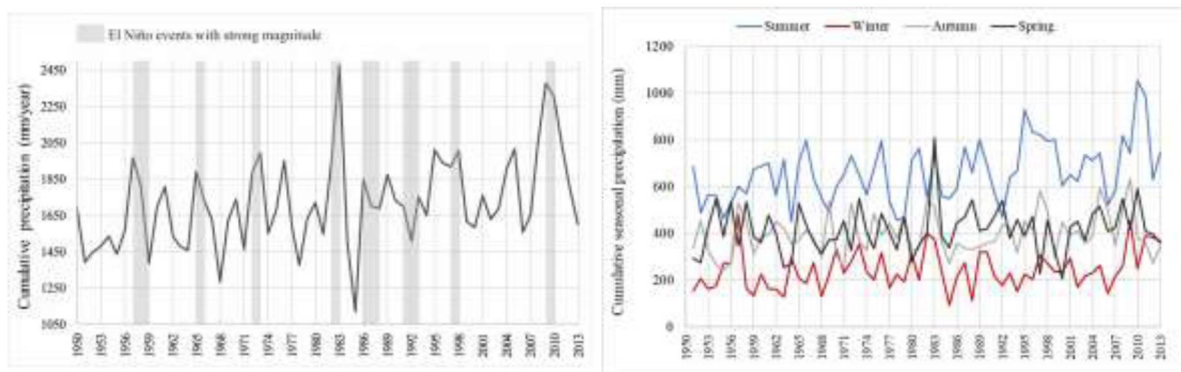


Figure 6. Cumulative (left) and seasonal (right) precipitation.

## River discharge

Average river discharge in Registro is 453 m<sup>3</sup>/s on interval analyzed, ranging from 282m<sup>3</sup>/y (1978) to 889m<sup>3</sup>/s (1983). In Sete Barras, the mean river flow is 286 m<sup>3</sup>/s, with minimum flow of 162 m<sup>3</sup>/s in 1985 and maximum in 1983, with 587 m<sup>3</sup>/s, and in Eldorado varied from 149 m<sup>3</sup>/s (1978) to 530 m<sup>3</sup>/s (1983). Such as rainfall, most of the highest values in river flow overlap El Niño events with strong magnitude, like: 1972, 1983, 1992, 1997 and 2015 (Fig. 7).

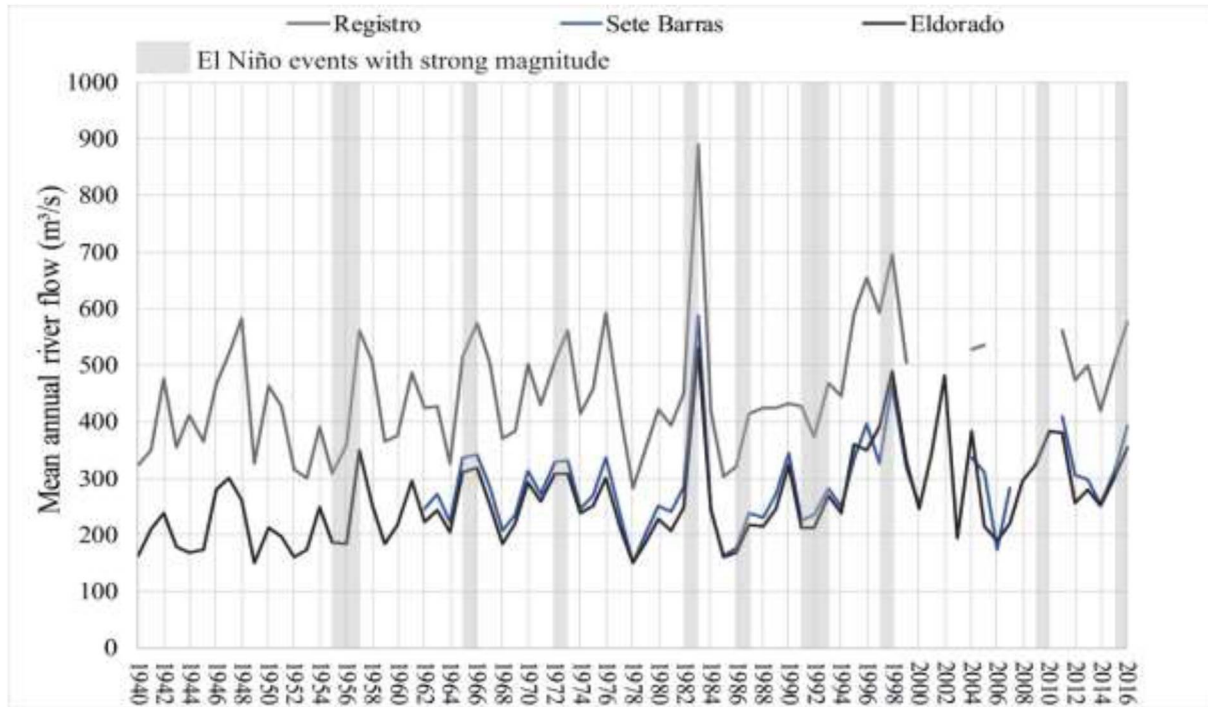


Figure 7. Mean annual river flow (m³/s) at Registro, Sete Barras and Eldorado cities.

## Wave regime

The offshore wave distribution indicates some variations in wave regime according to the seasons. In all data analyzed the predominance wave direction is from south (S) (27%) and east (E) (24%) with average peak period of 9,03 seconds and average mean height of 1,53 meters. Summer and Spring have a similar wave regime with the predominant direction from E (30%) and S (21%). During Winter the wave regime is dominated by waves from S (34%) and E (22%), while Autumn is dominated by waves from S (30%) and SSE (22%). The highest values of mean height occur in Winter (4,89 meters) and Autumn (4,73 meters) and also for wave power, with 263 kW/m and 248 kW/m, respectively. For peak period, the highest values occur in Autumn (20,1 seconds) and Winter (19,3 seconds).

Between the intervals of GPS survey, the wave regime behaves as the main pattern of the analyzed period. Summer's intervals (III and VI) have the lowest mean values of height and peak period. Furthermore, although the frequency of east waves is higher in some intervals (I, III and VI), the wave power from south waves is always stronger than E. This characterizes the most influence from south waves.

Table 4. Wave regime during GPS surveys.

Period	Direction	Freq (%)	Mean wave power (W/m)	Direction	Freq (%)	Mean wave power (kW/m)	Mean significance height (m)	Mean peak period (s)
Interval I	E	44	14,7	S	29	36,8,	1,52	9,16
Interval II	S	35	27,6	E	18	16,7	1,52	9,76
Interval III	E	25	10,3	S	23	17,6	1,3	8,86
Interval IV	S	29	24,9	ESSE	24	9,3	1,24	8,98
Interval V	S	33	28,1	E	26	14,9	1,45	9,3
Interval VI	E	42	11,9	S	24	22,1	1,33	8,8

## Discussion

### Progradation and retrogradation rates in different timescales

The comparison between the coastline rates in millennial to years time scale of this study indicates acceleration in the accretion of beach ridges, even coinciding with the last years of Little Ice Age (LIA). In this period, the higher frequency and/or intensity of cold fronts caused erosional conditions on the coast (Sawakuchi *et al.*, 2008), whereas, depositional processes are sensitive to global climate events. Migration rates for NE of Ilha Comprida obtained in this study range from 15.5 m/y with the GPS surveys to 134 m/y for OSL rates. The discrepancy between rates covers many progradation rates calculated to others authors in different time scales and methods (Table 5).

Table 5. Coastline migration rates obtained in literature.

Migration rates (m/y)	Period	Method (s)	Source
15.5	May/15 to Mar/17	GPS surveying	This study
32	1980 to 2016	Satellite images and aerial photos	This study
27.7	1976 to 2013	Satellite images	Alcántara-Carrió <i>et al.</i> (2017)
15.5	1976 to 2000	Satellite images	Kawabuko (2009)
27.5	1962 to 2000	Aerial photos	Nascimento <i>et al.</i> (2008)
25 - 30	1810 to 2010	OSL ages	Guedes <i>et al.</i> (2011)
35	1882 to 1964	Old maps and aerial photos	Geobras (1966)
13 - 43	1840 to 1906	OSL ages	This study
19.3	1781 to 1882	Old maps	Pimentel (1962)
5 - 7	4800 to 2000	OSL ages	Guedes <i>et al.</i> (2011)
10 - 23	6000 to 4800	OSL ages	Guedes <i>et al.</i> (2011)
8	6000 to 2000	OSL ages	Guedes <i>et al.</i> (2011)

Ages obtained between the sample IC62 and IC01 match with the period of construction and opening of the artificial channel Valo Grande. In this period the

elevated volume of sediments deposited in the lagoon due to anthropogenic intervention may be the main cause for the high rates of progradation between the beach ridges. Furthermore, in the period among 1875 and 1890 is punctuated as the moment of great erosion in the channel (Young 1903, Geobrás 1966, Furtado *et al.* 1981, Nascimento *et al.* 2008). This fact corroborates with Nascimento *et al.* (2008) and Alcántara-Carrió *et al.* (2017) about the acceleration in migration rates during channel enlargement.

For the most recent beach ridges, the rates are very similar to the pattern of growth of the island in the last 6000 years, described by Guedes *et al.* (2011). From 6000 to 5000 years the area increased at rates of  $55 \times 10^3 \text{ m}^2/\text{y}$ , and  $10 \times 10^3 \text{ m}^2/\text{y}$  until about 2000 years. In this period, the morphodynamic had no influence from Icapara hill or Valo Grande, besides that, it is a longer interval of time compared to others studies, being subject to occurrences of climatic periods and oceanographic factors less favorable to channel migration due to climatic variations, as already recorded in Ilha Comprida sediments (Sawakuchi *et al.* 2008 and 2012). Posteriorly, the island's growth rate has increased to  $35 \times 10^3 \text{ m}^2$  per year. In the end of blockade by the hills near Iguape and opening of the Valo Grande -  $222 \pm 23$  years - the rates were about  $90 \times 10^3 \text{ m}^2$  per year (Guedes *et al.*, 2011). We observed a rate of  $43 \times 10^3 \text{ m}^2$  per year from 1980 to 2008 and then a rate of  $-37 \times 10^3 \text{ m}^2$ , resulting in a net erosional period until 2017.

### **Relationship between climate and dynamics**

The comparison between climatic elements directly with changes in morphodynamics of the island allows a greater understanding of its performance in several time scales, since the climate exerts a strong influence in coastal areas. In a temporal series from 1980 to 2013 of precipitation, river flow and area variation correlated to climatic phenomenon as El Niño is possible to observe the climate influencing in morphodynamics (Fig. 8).

River flow has a moderate correlation with precipitation ( $0,4 < R^2 < 0,7$ ) on three stations (Fig. 9). Registro's station is the most representative to Valo Grande flow due to its location, and its behavior is very similar to precipitation.

In the first closing episode of Valo Grande, the occurrence of El Niño caused strong rainfall on region, which led to the rupture of the dam in 1983 (Souza *et al.*,

2016). After this climatic phenomenon, the driest period in series occurs (1985). Between 1985 and 1992, the river flow values have not exhibited much variations, however the values of the area varied until  $790 \times 10^3 \text{ m}^2$ . This period is marked by major morphological changes due to the intense erosion on Jureia beach spit (until 1988), propitiating the reworking of eroded sediments at the NE end of the island. Coastline prograded mainly in sections II and III, closest to the spit. The increase and decrease of area in this period were probably controlled by variations in wave power.

After 1988, eroded sediments from Praia do Leste, formed sand banks, also associated with the trend of increased river flow since 1992, whose migration to northeast by longshore drift resulted in the progradation of Jureia beach spit, forming a baymouth spit (Fig. 10)

Between 1991-1998, the area variation becomes more stable even with an increase of precipitation and river flow until 1998. This stability is probably due to the construction and closure of the channel by spillways (1990 - 1995), reducing the flow of sediments in Mar Pequeno lagoon and the inlet dynamics. With the opening of the channel, the high river flow through the inlet eroded the sediment from the beaches (on sections II and III), resulting in a negative balance in 1998.

Praia do Leste was almost entirely eroded in 2005 (Fig. 10) and it's possible to observe in satellite images submerged sand banks falling away during this year; this may have contributed to the increase of area in NE end of the island. The coastline prograded more than 100 meters in all sections located at the baymouth beaches, but from this moment on a tendency of decrease in total area was observed.



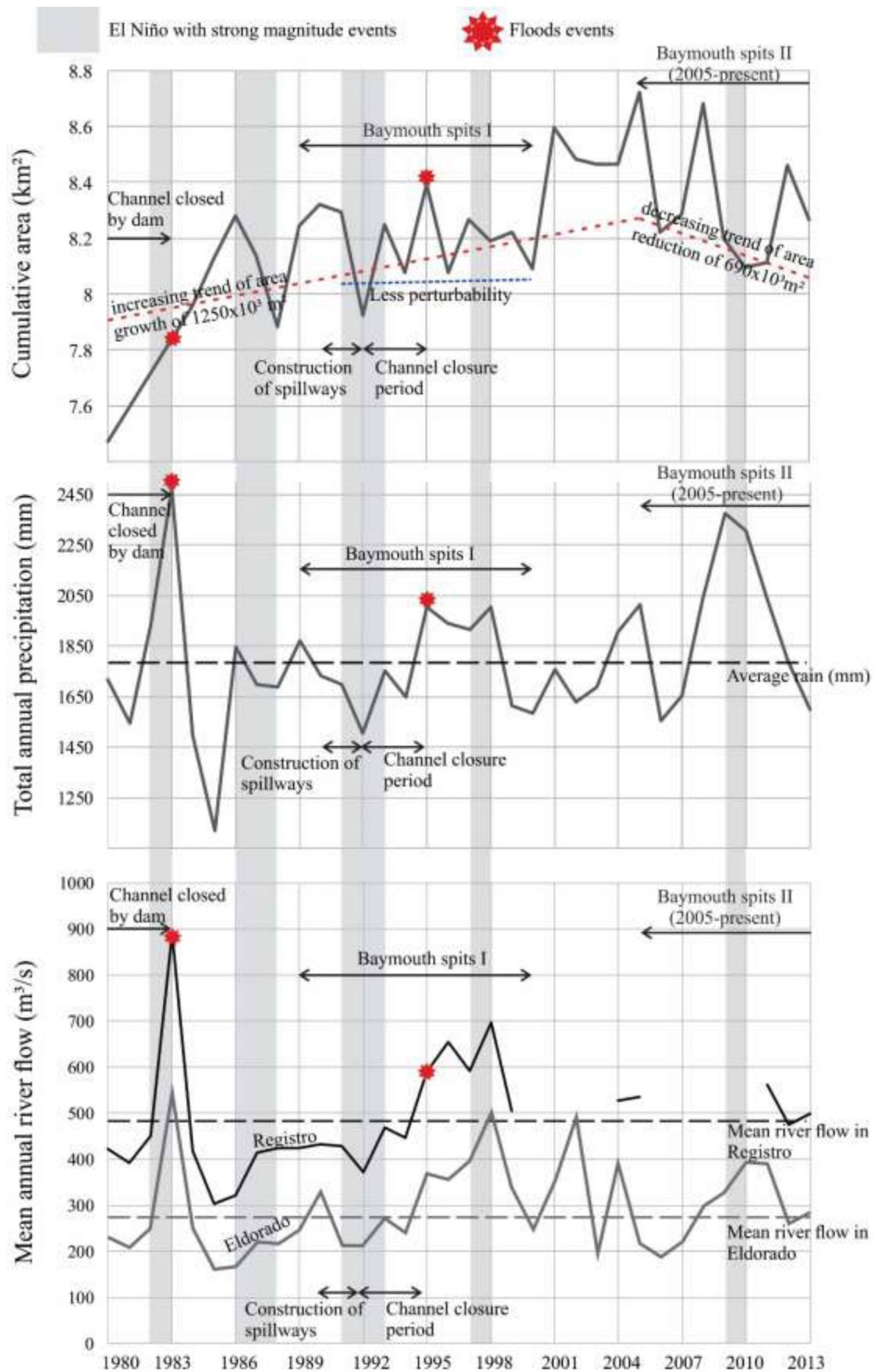


Figure 8. Correlation between climatic variables, climatic anomalies and changes in area.



In 2009, Praia do Leste eroded completely and resulted in a flanking baymouth spits between the river mouth and the Icapara inlet (Fig. 10), also verified by Alcantára-Carrio *et al.* (2017). Even with the El Niño causing stronger precipitation and high flow rates, the area exhibits a decreasing trend. We also observe in this period changes in coastline directions, following the river flow, which keeps being the actual morphology. River discharge acts as hydraulic blockage causing changes in the wave pattern inciding on the coast. With the preferential drift heading to NE and hydraulic blockage, the coastline at the open sea beaches (Sections IV and V) became exposed throughout the year to waves with erosive character, specifically South waves, as indicated by Alcantára-Carrió *et al.* (2017) and Silva *et al.*, (2016).

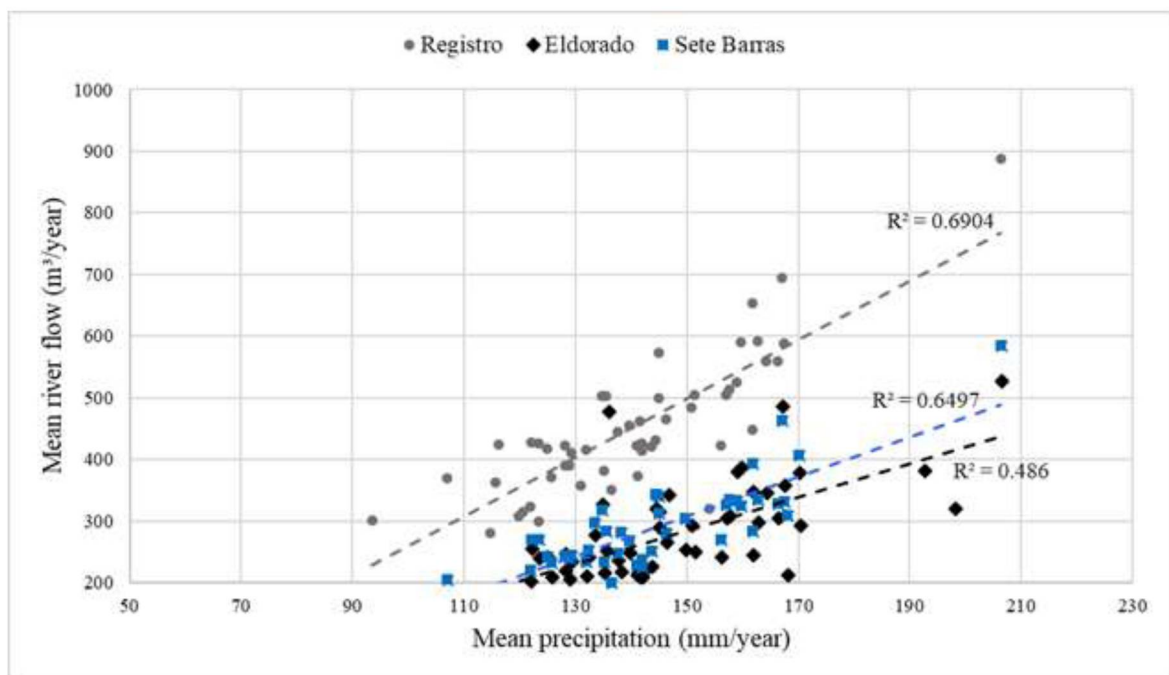


Figure 9. Correlation between mean annual precipitation and mean annual river flow in Registro, Sete Barras and Eldorado

### Beach ridges formation and relationship with climatic and oceanographic forcing.

Climate anomalies causing the intensification or reduction of rainfall modifies the patterns of the controller mechanisms of coastal systems. The bedforms developed overdue to the El Niño of 1983 resulted in a growth rate in area until 1986

and, besides that, there was an emergence of sand banks eroded from Praia do Leste because of the higher river flow. In 1989, a new spit formed migrated to Icapara Inlet in 1999-2000 due to the dominant northeastward longshore drift (Fig. 10). This short period (1989 to 1999) has the influence of three El Niño events with very strong magnitude, which propitiated the formation and degradation of the first baymouth spits.

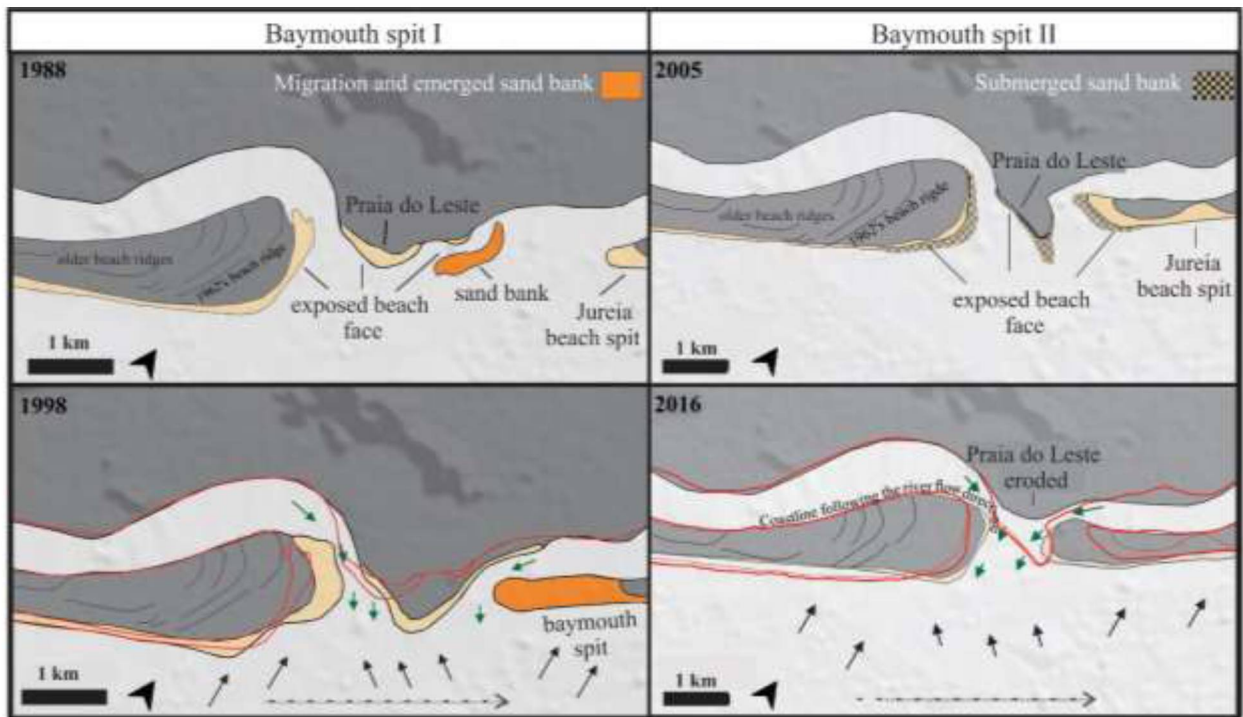


Figure 10. Baymouth spit formation and evolution. The first event (1988 to 1998) is marked by migration and emerged of a sand bank to Juréia beach spit and high progradation at baymouth beach of Ilha Comprida with punctual erosion where South waves can affect the coast line. In the second event (2005 until present) erosive processes removed all sediments at the beach face in Praia do Leste, also retrogradation on coast line at the open sea beaches in the island. Green arrows represent river flow, black arrows represent incidence of the South waves and gray arrow is the longshore drift.

Double-frequency GPS surveys allow a detailed analysis of the dynamics of the coastline and its relationship with the variables that are commonly related to the dynamics of the Icapara mouth as the river flow of the Ribeira de Iguape and Valo Grande, and the potential longshore drift (wave and wind regime, Geobrás, 1966; Nascimento *et al.*, 2008; Kawakubo, 2009; Silva *et al.*, 2016; Alcántara-Carrió *et al.*, 2017).

Potential longshore drift was characterized by Silva *et al.* (2016) regarding a seasonal distribution of the 30-year wave dataset from WW3®. The authors indicate that during winter and autumn the resulting longshore drift is NE, with the highest potential during winter (Fig. 11b, c) while in spring and summer the resulting drift is for SW, with greater potential in spring (Fig. 11a, d). The resulting annual drift is for NE (Silva *et al.*, 2016) and, in the northeast coastal area of the island, causes an intense erosive character, as previously characterized by Souza & Suguio (1996). This erosive phase is observable mainly in Winter due to lowest river flow and highest values of wave power from S, with erosive character (Fig. 11c) also observable by Sawakuchi *et al.*, (2008) in beach ridges patterns during LIA, even in different time scale, the erosive processes had been intensified following the South waves.

The opposite setting occurs during summer (Fig. 11a). After the headland erosion merged the river mouth and the Icapara inlet, in 2009, acting as a hydraulic blockage for longshore drift (Alcantára-Carrio *et al.*, 2017). Previously there was a predominance of tidal currents in the flow control of the Icapara mouth (Bonetti-Filho *et al.*, 1996), but the sediments transported by the coastal drift are blocked by the effect of hydraulic jetty caused by the discharge of water from the Icapara mouth (Geobras, 1966; Nascimento *et al.*, 2008). During the analyzed period with the double frequency GPS, the Icapara mouth had already merged with the river mouth, acting like a drift blockage in proportion of the river flow and changing the wave incidence pattern.

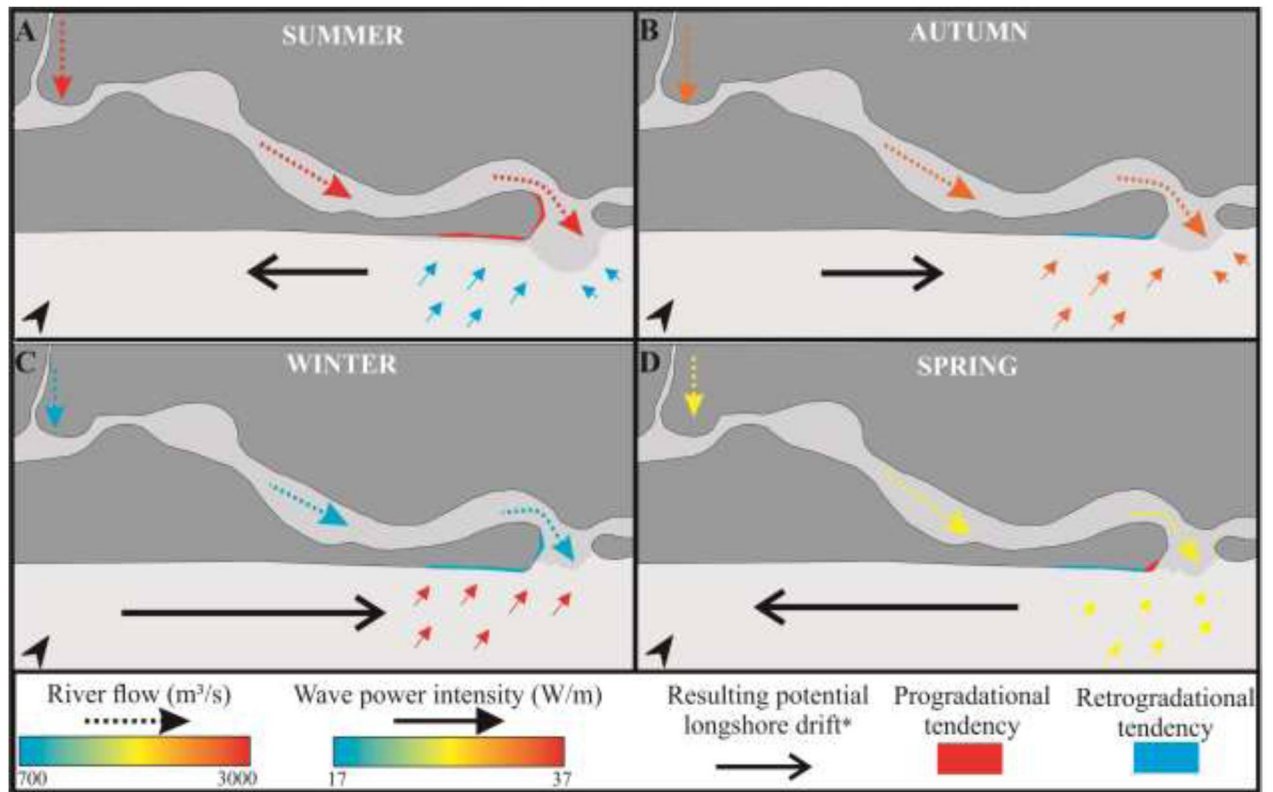


Figure 11. Conceptual model to seasonal morphodynamic after the merged of the baymouth.

\*Resulting potential longshore drift by Silva *et al.* (2016)

## **Conclusions**

Anthropic influence on beach system of Ilha Comprida can be characterized by increasing rates on coastline progradation near the spit during the enlargement of the Valo Grande artificial channel. All along the satellite images analysis realized (1980 – 2016), the channel has shown a relative stabilization on enlargement process what suggests a new state of equilibrium of the system.

Valo Grande channel has contributed to sediments retention by hydraulic jetty. The blockage occasioned by river discharge resulted in increasing of the beach face, mainly on baymouth beach – following the dominant northeastward longshore drift. However, the beach face is exposed to erosive events during the most part of the year since the blockade is effective only during the summer. Erosive wave conditions are related to a higher frequency of cold fronts and strong winds from SE and changes the character of beaches. This configuration represents the current morphodynamic state, and explain the loss of area on NE end of the island since 2005.

The closure of the artificial channel Valo Grande can cause greater changes in the morphodynamics, interfering in the hydraulic blockade and causing acceleration in the erosive processes of the Northeast end of the barrier island. In addition, the region is very sensitive to climatic anomalies. Coastal instabilities must be alert due to urban growth and expansion of coastal zone urbanization.

## **Acknowledgments**

We would like to thank Eduardo Siegle for providing WW3 data. This research was founding by National Council for Scientific and Technological Development of Brazil– CNPq (project 444836/2014-4).

## References

- Alcántara-carrió, J., Dinkel, T. M., Portz, L., Mahiques, M. M. 2017. Two new conceptual models for the formation and degradation of baymouth spits by longshore drift and fluvial discharge (Iguape, SE Brazil). *Earth Surface Process and Landforms*
- Bonetti-Filho J, Conti L. A, Furtado V. V. 1996. Suspended sediment concentration variability and its relation to tidal currents in microtidal systems. *Academia Brasileira de Ciência* 68: 485–494.
- Cunningham, A. C., & Wallinga, J. 2010. Selection of integration time intervals for quartz OSL decay curves. *Quaternary Geochronology*, 5(6), 657-666.
- Davidson-Arnott, R. 2010. Introduction to coastal processes and geomorphology. Cambridge University Press.
- Dias, J. A. 2005. Evolução da zona costeira portuguesa: forçamentos antrópicos e naturais. *Tourism & Management Studies*, 1(1), 07-27
- Furtado JS, Yamanaka N, Oliveira MC. Percepção ambiental e quadro referencial do complexo “Valo Grande e Sistema Lagunar Cananéia-Iguape”. São Paulo, Secretaria da Agricultura, 1981. Disponível em: <<ftp://ftp.sp.gov.br/ftppesca/sumula.pdf>>
- Geobrás. 1966. Engenharia e Fundações S/A. Complexo Valo Grande, Mar Pequeno e Rio Ribeira de Iguape, 2.
- Giannini, P. C., Guedes, C. C., Assine, M. L., Angulo, R. J., Souza, M. C., Pessenda, L. C., Tatum, S. H. 2003. Variação transversal e longitudinal de propriedades sedimentológicas nos cordões litorâneos da ilha Comprida, litoral sul paulista. In: Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário (Abequa) Vol. 9
- Giannini, P. C. F., Guedes, C. C. F., do Nascimento Jr, D. R., Tanaka, A. P., Angulo, R. J., de Souza, M. C., Assine, M. L. 2009. Sedimentology and morphological evolution of the Ilha Comprida barrier system, southern São Paulo coast. In: Heidelberg, S. P. *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal barriers of Brazil*, 177-224p.
- Goodwin, I.D., Stables, M.A., Olley, J.M., 2006. Wave climate, sand budget and shoreline alignment evolution of the Iluka–Woody Bay sand barrier, northern New South Wales, Australia, since 3000 yr BP. *Marine Geology* 226, 127-144.
- Guedes, C. C., Sawakuchi, A. O., Giannini, P. C., Dewitt, R., Aguiar, V. A. 2013. Luminescence characteristics of quartz from Brazilian sediments and constraints for OSL dating. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 85, n. 4, p. 1303-1316.



Guedes, C. C. F.; Giannini, P. C. F.; Sawakuchi, A. O.; DeWitt, R.; Nascimento Jr., D. R. 2011a. Determination of controls on Holocene barrier progradation through application of OSL dating: The Ilha Comprida Barrier example, Southeastern Brazil. *Marine Geology*. 285: 1-16.

Kawakubo, F. S. 2009. Avaliação das mudanças na linha de costa na foz do rio Ribeira de Iguape/desembocadura lagunar da Barra do Icapara (litoral sul de São Paulo-Brasil) utilizando dados do Landsat MSS, TM e ETM+. *Investigaciones Geográficas (Mx)*, (68), pp41-49.

Kiladis, G. N. & Van Loon, H. 1988. The Southern Oscillation. Part VII: Meteorological anomalies over the Indian and Pacific sectors associated with the extremes of the oscillation. *Monthly Weather Review*, 116(1), 120-136.

Masselink, G., Hughes, M.; Knight, J. 2014. Introduction to coastal processes and geomorphology. Routledge.

Mahiques, M. M., Figueira, R. C. L., Salaroli, A. B., Alves, D. P. V., Gonçalves, C. 2012. 150 years of anthropogenic metal input in a Biosphere Reserve: the case study of the Cananéia-Iguape coastal system, Southeastern Brazil. *Environmental Earth Sciences*. 68:1073. doi:10.1007/s12665-012-1809-6

Mesquita, A. D., & Harari, J. 1983. Tides and tide gauges of Cananéia and Ubatuba-Brazil (lat. 24). *Relatório interno do Instituto Oceanográfico*, 11: 1-14.

Murray, A. S., & Wintle, A. G. 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation measurements*. 32: 57-73.

Murray-Wallace, C. V.; Banerjee, R. P.; Bourman, J. M.; Olley, J. M.; Brooke, B. P., 2002. Optically stimulated luminescence dating of Holocene relict foredunes, Guichen Bay, South Australia. *Quaternary Science Review*, 21:1077–1086.

Nascimento Jr., D. R.; Giannini, P. C. F., Tanaka, A. P. B., Guedes, C. C. F. 2008. Mudanças morfológicas da extremidade NE da Ilha Comprida (SP) nos últimos dois séculos. *Geologia USP. Série Científica*, 8: 25-39. doi: <http://dx.doi.org/10.5327/z1519-874x2008000100003>

NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2): M. Kanamitsu, W. Ebisuzaki, J. Woollen, S-K Yang, J.J. Hnilo, M. Fiorino, and G. L. Potter. 1631-1643, Nov 2002, *Bulletin of the American Meteorological Society*.

Nielsen, A., Murray, A. S., Pejrup, M., Elberling, B. 2006. Optically stimulated luminescence dating of a Holocene beach ridge plain in Northern Jutland, Denmark. *Quaternary Geochronology* 1, 305-312.

Nimer, E. 1989. Climatologia do Brasil. IBGE, Rio de Janeiro. 421 pp

Nogués-Paegle, J. & Mo, K. C. 1997. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. *Monthly Weather Review*, 125:279-291.

Ollerhead, J. & Davidson-Arnott, R. G. D. 1995. The evolution of Buctouche Spit, New Brunswick, Canada. *Marine Geology*, 124, 215-236.

Otvos, E. G. 2000. Beach ridges – definitions and significance. *Geomorphology*, 32(1-2):83-108.

Pimentel M. 1762. Arte de navegar em que se ensinam as regras praticas, e os modos de cartear, e de graduar a balestilha por via de números e muitos problemas uteis à navegação, e roteiro das viagens, e costas marítimas de Guiné, Angola, Brazil. Indias, e Ilhas Occidentais, e Orientaes: Lisboa; 603 pp.

Rink, W. J. & López, G.I. 2010. OSL-based lateral progradation and aeolian sediment accumulation rates for the Apalachicola Barrier Island Complex, North Gulf of Mexico, Florida. *Geomorphology* 123, 330-342.

Ribeiro, G. P. Tecnologias digitais de geoprocessamento no suporte à análise espaço-temporal em ambiente costeiro Tese de doutorado Programa de Pós-Graduação em Geografia Universidade Federal Fluminense, 2005.

Ribeiro, G. P.; Rocha, C. H. O.; Figueiredo Jr., A. G.; Silva, C. G.; Silva, S. H. F.; Moreira, P. S. C.; Guimarães, M. S. D.; Pereira, A. P.; Almeida, A. G.; Pinna, B. G.; Souza, C. F.; Silva, C.; Santos, R. A.; Vasconcelos, S. C. 2004. Análise espaço-temporal no suporte à avaliação do processo de erosão costeira em Atafona, São João da Barra (RJ). *Revista Brasileira de Cartografia*, nº 56/02, p. 129-138.

Salter, S. H. 1974. Wave power. *Nature*, 249(5459), 720-724.

Sawakuchi, A. O., Kalchgruber, R., Giannini, P. C. F., Nascimento, D. R., Guedes, C. C. F., Umisedo, N. K. 2008. The development of blowouts and foredunes in the Ilha Comprida barrier (Southeastern Brazil): the influence of Late Holocene climate changes on coastal sedimentation. *Quaternary Science Reviews*, 27(21): 2076-2090.

Sawakuchi, A. O., Guedes, C. C. F., DeWitt, R., Giannini, P. C. F., Blair, M. W., Nascimento, D. R., & Faleiros, F. M. 2012. Quartz OSL sensitivity as a proxy for storm activity on the southern Brazilian coast during the Late Holocene. *Quaternary Geochronology*, 13, 92-102.

Schneider, U.; Becker, A.; Finger, P.; Meyer-Christoffer, A.; Rudolf, B.; Ziese, M. 2015: GPCC Full Data Reanalysis Version 7.0 at 0.5°: Monthly Land-Surface Precipitation from Rain-Gauges built on GTS-based and Historic Data. DOI: 10.5676/DWD\_GPCC/FD\_M\_V7\_050



Silva F. G.; Sousa P. H. G. O.; Siegle, E. 2016. Longshore transport gradients and erosion processes along the Ilha Comprida (Brazil) beach system. *Ocean Dynamics* 66(6–7): 853–863.

Souza C. R.G. & Suguio, K. 1996. Coastal erosion and beach morphodynamics along the State of São Paulo (SE Brazil). *An Acad Bras Cienc* 68:405–424

Souza, T. A de, & Oliveira, R. C. de. 2016. alterações ambientais no complexo estuarino-lagunar de Cananeia-Iguape: A influência do canal artificial do Valo Grande". *Boletim de Geografia*, 34(3).

Suguio, K; Martin, L. 1978. Quaternary formations of the state of São Paulo and southern Rio de Janeiro. In: *International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary, São Paulo (SP)*. Special Publication nº 1, 55 p

Suguio, K. & Martin, L. 1994. Geologia do Quaternário. In: F. F. Falconi & A. Nigro Jr. (eds.) *Solos do litoral de São Paulo*. Mesa Redonda ABMS/ASSECOB:69-97.

Suguio, K.; Tatum, S. H.; Kowata, E. A. 1999. The Comprida Island inactive dune ridges and their possible significance for the island evolution during the Holocene, State of São Paulo, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 71, n. 4 PART 1, p. 623-630

Suguio, K., Tatum, S. H., Kowata, E. A., Munita, C. S., & Paiva, R. P. 2003. Upper Pleistocene deposits of the Comprida Island (São Paulo State) dated by thermoluminescence method. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 75(1), 91-96.

Tamura, T. 2012. Beach ridges and prograded beach deposits as palaeoenvironment records. *Earth-Science Reviews*, 114(3-4), 279-297.

Tanner, W. F. 1995. Origin of beach ridges and swales. *Marine Geology*, 129:149-161.

Tessler, M. G. 1988. Dinâmica Sedimentar Quaternária no Litoral Sul Paulista, Estado de São Paulo. IGc/USP. Ph.D. thesis, 1 map, p. 277.

Young E. G. 1903. História de Iguape. *Revista do Instituto Histórico e Geográfico de São Paulo*, VIII: 222-375. Disponível em <https://archive.org/details/revistadoinstitut39unkngoog>. Acesso em 17 de julho de 2017.

Wintle, A. G., & Murray, A. S. 2006. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. *Radiation Measurements* 41(4): 369-391.

Woodroffe, C. D. 2002. Coasts: form, process and evolution. Cambridge University Press. 623p.

## 5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Este estudo propôs uma análise em diversas escalas temporais da morfodinâmica de uma barreira costeira com inserções de atividades antropogênicas que causou maior complexidade na compreensão dos processos deposicionais e erosivos da região. A influência antrópica alterou os mecanismos de transporte e deposição na extremidade NE da Ilha Comprida que, a priori, ocasionou desestabilização na dinâmica sedimentar, entretanto, aparentemente o sistema tenha encontrado uma nova condição de equilíbrio. Assim, pode-se afirmar que:

- I. Em aspectos morfológicos-sedimentológicos, o canal artificial do Valo Grande propiciou a aceleração no crescimento da Ilha Comprida em sua extremidade rumo a NE, contribuindo diretamente com os sedimentos transportados pelo rio Ribeira de Iguape e depositados no Mar Pequeno, principalmente no período de expansão das bordas do canal artificial.
- II. O aparecimento de bancos de areia nas proximidades da foz do rio Ribeira de Iguape – tanto na antiga foz quanto a atual associada ao Valo Grande – enfatiza o bloqueio hidráulico ocasionado pela descarga fluvial, que impede que os mesmos sejam erodidos pelas ondas de Sul.
- III. A migração dos bancos na direção NE, pela deriva litorânea, contribuiu para a engorda do esporão da praia da Jureia.
- IV. A alta descarga fluvial do Ribeira de Iguape acelerou os processos erosivos da Praia do Leste; a erosão ocorreu primeiramente nas extremidades da praia, seguindo a direção do fluxo do rio, tanto na atual desembocadura quanto na antiga, perceptível principalmente pela morfologia triangular que praia adquiriu enquanto fora erodida.
- V. Ao ponto que a Praia do Leste fora erodida pelas duas margens, o sistema passa a ter nova configuração, com maior espaço de acomodação para a progradação longitudinal da Ilha Comprida, rumo a NE, além de sedimentos disponíveis. A erosão da Praia do Leste ocorre preferencialmente nos anos de maior vazão do rio Ribeira de Iguape, podendo estar associada então aos meses escoamento mais acentuado (primavera e verão).

- vi. Embora a resultante anual da deriva litorânea seja para NE, durante os períodos equivalente a primavera e verão, a resultante é para SW, com maior magnitude na primavera. O aumento da vazão está correlacionado aos períodos de fortes chuvas, intensificadas nos eventos de El Niño, que por sua vez, são mais ocorrentes durante as primaveras. Este cenário explicaria a atual tendência de diminuição da área da ilha em sua extremidade NE, a partir do momento em que a Praia do Leste havia sido completamente erodida (entre 2005 e 2009). Assim, a contribuição sedimentar que constitui a formação de novos cordões litorâneos e avanço longitudinal da ilha seria apenas dos sedimentos carregados pelo rio Ribeira de Iguape.
- vii. O rio Ribeira de Iguape teria contribuído principalmente no retrabalhamento dos sedimentos da região, dado que os intervalos de tempo com mais altas taxas de progradação da linha de costa ocorreram especialmente durante o alargamento do canal artificial, e após sua estabilidade, durante a erosão da Praia do Leste.
- viii. A dinâmica atual das praias na Ilha Comprida, Praia do Leste e da Praia da Jureia contam com o bloqueio hidráulico ocasionado pela descarga fluvial fundida entre as desembocaduras, que retém os sedimentos na região.
- ix. O fechamento do Valo Grande na configuração atual do sistema possivelmente aceleraria os processos erosivos nas praias da Ilha Comprida e ilha artificial de Iguape (como a Praia do Leste), uma vez que estas estariam mais expostas as ondas de caráter erosivo, vindas de Sul.
- x. A erosão costeira observada na região gerou impactos sociais, principalmente associada aos danos de moradias e poluição gerada pelos detritos das obras.
- xi. Com o atual cenário de mudanças climáticas, e visto a sensibilidade do sistema estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape às variáveis climáticas, os estudos sobre a atuação dos mecanismos que agem diretamente na dinâmica da região auxiliam na prevenção dos impactos gerados pelos mesmos.

- xii. A alta demanda populacional em áreas costeiras requiere a integração de dados climáticos e sedimentológicos para o gerenciamento costeiro, visando menores impactos socioambientais.

## REFERÊNCIAS

- Almeida, F. F. M. 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Geociências*. 48: 15-26.
- Almeida, F. F. M. de; Carneiro, C. D. R. 1998. Origem e evolução da Serra do Mar. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 28, n. 2, p. 135-150.
- Angulo, R. J., Lessa, G. C., & de Souza, M. C. 2006. A critical review of mid-to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary science reviews*, 25(5), 486-506.
- Barcelos, J. H. 1975. Sedimentação e subambientes deposicionais da Ilha Comprida, São Paulo. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.
- Barrell, J. 1917. Rhythms and the measurements of geologic time. *Geological Society of America Bulletin*. 28(1), 745-904.
- Braga, R. 1998. Planejamento regional no Estado de São Paulo: a experiência no Vale do Ribeira nas décadas de 1970 e 1980. Tese de Doutorado. Departamento de Geografia. Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas. Universidade de São Paulo. 226p.
- Davidson-Arnott, R. 2010. Introduction to coastal processes and geomorphology. Cambridge University Press.
- Dias, J. A. 2005. Evolução da zona costeira portuguesa: forçamentos antrópicos e naturais. *Tourism & Management Studies*, 1(1), 07-27.
- Fisher W. L. & McGowen J. H. 1967. Depositional systems in the Wilcox Group (Eocene) of Texas and their relation to the occurrence of oil and gas. *Amer Assoc Petrol Geologists Bull* 53(1): 30-54.
- Freitas, M. D. C. 1996. Lagunas costeiras: ambientes em evolução. Seminário sobre Lagunas Costeiras e Ilhas-barreira da Zona Costeira de Portugal. Associação Eurocoast-Portugal, 107-123.
- Geobrás. 1966. Engenharia e Fundações S/A. Complexo Valo Grande, Mar Pequeno e Rio Ribeira de Iguape, 2.
- Giannini, P. C., Guedes, C. C., Assine, M. L., Angulo, R. J., Souza, M. C., Pessenda, L. C., Tatumi, S. H. 2003. Variação transversal e longitudinal de propriedades sedimentológicas nos cordões litorâneos da ilha Comprida, litoral sul paulista. In: Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário (Abequa) (Vol. 9)
- Giannini, P. C. F., Guedes, C. C. F., do Nascimento Jr, D. R., Tanaka, A. P., Angulo, R. J., de Souza, M. C., Assine, M. L. 2009. Sedimentology and morphological evolution of the Ilha Comprida barrier system, southern São Paulo coast. In:

Heidelberg, S. P. Geology and Geomorphology of Holocene Coastal barriers of Brazil, 177-224p.

Grantz, M. H. 1991. Introduction. In: GLANTZ, M.H., RICHARD, W.K., NICLHOLLS, N. Teleconnection linking worldwide climate anomalies. New york; Cambridge University, p 1-12.

Guedes, C. C. F., Sawakuchi, A. O., Giannini, P. C. F., Dewitt, R., Aguiar, V. A. 2013. Luminescence characteristics of quartz from Brazilian sediments and constraints for OSL dating. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 85: 1303-1316.

Guedes, C. C. F.; Giannini, P. C. F.; Sawakuchi, A. O.; DeWitt, R.; Nascimento Jr., D. R. 2011a. Determination of controls on Holocene barrier progradation through application of OSL dating: The Ilha Comprida Barrier example, Southeastern Brazil. *Marine Geology*. 285: 1-16.

Guedes, C. C. F., Giannini, P. C. F., Nascimento, D. R., Sawakuchi, A. O., Tanaka, A. P. B., Rossi, M. G. 2011b. Controls of heavy minerals and grain size in a Holocene regressive barrier (Ilha Comprida, southeastern Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 31: 110-123.

Guedes, C. C. F., Sawakuchi, A. O., Giannini, P. C. F., DeWitt, R., Aguiar, V. A. P. 2011c. Datação por Luminescência Opticamente Estimulada: Princípios e aplicabilidade nos depósitos sedimentares brasileiros. *In: XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário. Armação dos Búzios/RJ*, 5p.

Gutjahr, M. R. 1993. Critérios relacionados a compartimentação climática de bacias hidrográficas: A Bacia do Rio Ribeira de Iguape. 1993. 148 f. Dissertação (Mestrado em Geografia Física) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo.

Italiani, D. M., & Mahiques, M. M. 2014. O registro geológico da atividade antropogênica na Região do Valo Grande, estado de São Paulo, Brasil. *Quaternary and Environmental Geosciences*, 5(2).

Kawakubo, F. S. 2009. Avaliação das mudanças na linha de costa na foz do rio Ribeira de Iguape/desembocadura lagunar da Barra do Icapara (litoral sul de São Paulo-Brasil) utilizando dados do Landsat MSS, TM e ETM+. *Investigaciones Geográficas (Mx)*, (68), pp41-49.

Kjerfve, B. & Magill K. E. 1989. Geographic and hydrodynamic characteristics of shallow coastal lagoons. *Mar.Gel.*, Amsterdam, 88: 187-199

Kousky, V. E. 1988. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. *Revista Brasileira de Meteorologia*, n. 3, pp 217-231

Lenters, J. D.; Cook, K. H. 1995. Simulation and Diagnosis of the Regional Summertime Precipitation Climatology of South America. *Journal of Climate*, v. 8, pp 2988-3005

Lima, N. G. B. de & Galvani, E. 2010. Influência da precipitação nos manguezais da barra do Ribeira – Iguape/SP. *Revista Brasileira de Climatologia*, 7. doi:<http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v7i0.25641>

Mahiques, M. M., Figueira, R. C. L., Salaroli, A. B., Alves, D. P. V., Gonçalves, C. 2012. 150 years of anthropogenic metal input in a Biosphere Reserve: the case study of the Cananéia–Iguape coastal system, Southeastern Brazil. *Environmental Earth Sciences* (2013) 68: 1073. doi:10.1007/s12665-012-1809-6

Mahiques, M. M., Figueira, R. C.L., Alves, D. P.V., Italianini, D. M., Martins, C. C., & Dias, J. M.A. 2014. Coastline changes and sedimentation related with the opening of an artificial channel: the Valo Grande Delta, SE Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 86(4), 1597-1607. Epub November 11, 2014.<https://dx.doi.org/10.1590/0001-3765201420130168>

Marengo, J. A., & Oliveira, G. D. 1998. Impactos do fenômeno La Niña no tempo e clima do Brasil: desenvolvimento e intensificação do La Niña 1998/1999. In *Congresso Brasileiro De Meteorologia*. Vol. 10.

Mckeever, S. W. S. & Chen, R. 1997. Luminescence models. *Radiation Measurements*, 27. 625-661.

Marquez, M. R. K. 2007. Morfodinâmica de um segmento de praia da Ilha Comprida, litoral sul do estado de São Paulo. *Dissertação de Mestrado*. Instituto Oceanográfico. Universidade de São Paulo. 123p.

Mesquita, A. D., & Harari, J. 1983. Tides and tide gauges of Cananéia and Ubatuba-Brazil (lat. 24). *Relatório interno do Instituto Oceanográfico*, 11: 1-14.

Monteiro, C. A. F. 1973. A dinâmica climática e as chuvas no Estado de São Paulo: estudo geográfico sob forma de Atlas. São Paulo: Instituto de Geografia, Universidade de São Paulo. 130 p.

Morton, A. C. 1984. Stability of detrital heavy tertiary sands from sea basin. *Clay minerals*, 19: 287-308.

Murray, A. S., & Wintle, A. G. 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation measurements*. 32: 57-73.

Nascimento Jr., D. R.; Giannini, P. C. F., Tanaka, A. P. B., Guedes, C. C. F. 2008. Mudanças morfológicas da extremidade NE da Ilha Comprida (SP) nos últimos dois séculos. *Geologia USP. Série Científica*, 8: 25-39. doi:<http://dx.doi.org/10.5327/z1519-874x2008000100003>

Kiladis, G. N., & van Loon, H. 1988. The Southern Oscillation. Part VII: Meteorological anomalies over the Indian and Pacific sectors associated with the extremes of the oscillation. *Monthly Weather Review*, 116(1), 120-136.



Pimentel, M. 1762. Arte de navegar em que se ensinam as regras praticas, e os modos de cartear, e de graduar a balestilha por via de números e muitos problemas uteis à navegação, e roteiro das viagens, e costas marítimas de Guiné, Angola, Brazil. Indias, e Ilhas Occidentais, e Orientaes: Lisboa; 603 pp.

Ramage, C. S. 1971. Monsoon Meteorology. Academic Press, New York, 296pg.

Rasmusson, E. M. & Wallace, J. M. 1983. Meteorological aspects of the El Nino/southern oscillation. Science, v. 222, n. 4629, p. 1195-1202.

Ribeiro, G. P. 2005. Tecnologias digitais de geoprocessamento no suporte à análise espaço-temporal em ambiente costeiro Tese de doutorado Programa de Pós-Graduação em Geografia Universidade Federal Fluminense.

Ribeiro, G. P.; Rocha, C. H. O.; Figueiredo Jr., A. G.; Silva, C. G.; Silva, S. H. F.; Moreira, P. S. C.; Guimarães, M. S. D.; Pereira, A. P.; Almeida, A. G.; Pinna, B. G.; Souza, C. F.; Silva, C.; Santos, R. A.; Vasconcelos, S. C. 2004. Análise espaço-temporal no suporte à avaliação do processo de erosão costeira em Atafona, São João da Barra (RJ). Revista Brasileira de Cartografia, nº 56/02, p. 129-138.

Roy, P. S., Cowell, P. J., Ferland, M. A., Thom, B. G. 1994. Wave-dominated coasts. Coastal evolution: Late Quaternary shoreline morphodynamics, 121-186.

Sadler, P. M. 1981. Sediment accumulation rates and the completeness of stratigraphic sections. The Journal of Geology, pp 569-584.

Salter, S. H. 1974. Wave power. Nature, 249(5459), 720-724.

Satyamurti, P.; Nobre, C.; Dias, P. L. S. 1998. South America. In: Karoly, D. J. & Vicente, D. J. (eds.) Meteorology of the Southern Hemisphere. American Meteorological Society, Boston, pp 119-139.

Sawakuchi, A. O., Kalchgruber, R., Giannini, P. C. F., Nascimento, D. R., Guedes, C. C. F., Umisedo, N. K. 2008. The development of blowouts and foredunes in the Ilha Comprida barrier (Southeastern Brazil): the influence of Late Holocene climate changes on coastal sedimentation. Quaternary Science Reviews, 27(21): 2076-2090.

Sawakuchi, A. O.; Mendes, V. R.; Pupim, F. N.; Mineli, T. D.; Ribeiro, L. M. A. L.; Zular, A.; Guedes, C. C. F. G.; Giannini, P. C. F. G.; Nogueira, L.; Sallun Filho, W.; Assine, M. L. 2016. Optically stimulated luminescence and isothermal thermoluminescence dating of high sensitivity and well bleached quartz from Brazilian sediments: from Late Holocene to beyond the Quaternary. Brazilian Journal of Geology, vol.46, suppl.1, p.209-226. ISSN 2317-4889

Schaeffer-Novelli, Y., Mesquita, H. S. L.; Cintrón-Molero, G. 1990. Estuaries. 13: 193. <https://doi.org/10.2307/1351589>

Silva, F. G. 2014. Dinâmica morfo-sedimentar ao longo do sistema praiar da Ilha Comprida – SP. Dissertação de Mestrado. Instituto Oceanográfico. Universidade de São Paulo. 130p.

Simão Jr., J.; Carne seca, L. F.; Barros, M. T. L.; Elias Jr., M. J.; Ikeda, N. A.; Silva, P. R. N.; Silva, A. P.; Gusso, F. E. N.; Lange, R.; Moraes, A. M.; Liazzi, A.; Silva, A. P. Ramos, C. L.; Matsubara, C. T.; Tramonti, D. G.; Nashiro, G.; Makibara, H.; Barros, J. M. de T.; Manfredini, P.; Bertagnoli, R. R.; Ono, S. 1998. Bacia Hidrográfica do Ribeira do Iguape - Plano de Ação Para o Controle das Inundações e Diretrizes Para o Desenvolvimento do Vale. Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo (DAEE). Relatório Técnico.

Spinelli, F. P.; Gomes, C. B. 2008. A ocorrência alcalina de Cananéia, litoral sul do Estado de São Paulo: geologia e geocronologia. *Geologia USP. Série Científica*, 8: 53-64

Suguio, K. & Barcelos, J. H. 1978. Quaternary sedimentary environments in Comprida Island, state of São Paulo, Brazil. *Boletim IG, São Paulo*, v. 9, p. 203-211, dec. 1978. ISSN 2316-8978. Disponível em: <<http://www.periodicos.usp.br/bigusp/article/view/45282>>. Acesso em: 07 out. 2017. doi: <http://dx.doi.org/10.11606/issn.2316-8978.v9i0p203-211>.

Suguio, K., & Martin, L. 1978. Formações quaternárias marinhas do litoral paulista e sul fluminense (Quaternary marine formations of the state of São Paulo and Southern Rio de Janeiro). In: *Internacional Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary*, São Paulo, 1978. São Paulo, SBG/IGUSP, Special Publication, nº 1, 55p.

Suguio, K.; Tatum, S. H.; Kowata, E. A. 1999. The Comprida Island inactive dune ridges and their possible significance for the island evolution during the Holocene, State of São Paulo, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 71, n. 4 PART 1, p. 623-630.

Tarifa, J. R. 2002. Os climas nos maciços litorâneos da Juréia-Itatins: um ensaio de ritmanálise. Tese (Livre Docência) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2002.

Teles, A. P. S. S. 1997. A evolução geológica quaternária e a influência do Vale Grande na dinâmica sedimentar da área de Iguape, São Paulo. 98 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1997. 1 v. 1 mapa.

Tessler, M. G. 1982. Sedimentação atual na região lagunar de Cananéia-Iguape, Estado de São Paulo. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo. Instituto de Geociências. 121p.

Tessler, M. G. & Furtado, V. V. 1983. Dinâmica de sedimentação das feições de assoreamento da região lagunar Cananéia-Iguape, estado de São Paulo. *Boletim do Instituto Oceanográfico*. 32(2): 117-124

Tessler, M. G. & Souza, L. A. P. D. 1998. Dinâmica sedimentar e feições sedimentares identificadas na superfície de fundo do sistema Cananéia-Iguape, SP. *Revista Brasileira de Oceanografia*, 46: 69-83.

Tessler, M. G. & Goya, S. C. 2005. Conditioning factors of coastal processes in the Brazilian Coastal Area. *Revista do Departamento de Geografia*, n. 17, pp 11-23

Trenberth, K.E. 1991. General Characteristics of El Niño Southern Oscillation In: Glantz, M.H., Richard, W.K., Nicholls, N. Teleconnection linking worldwide climate anomalies. New York, Cambridge University. p. 13 – 42.

Trenberth, K. E. 1997. The definition of El Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 78, n. 12, p. 2771-2778.

Young, E. G. 1903. História de Iguape. *Revista do Instituto Histórico e Geográfico de São Paulo*, volume VIII, p. 222-325.

Zalan, P. V.; Oliveira, J. A. B. 2005. Origem e evolução estrutural do sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras* v.13, n.2, p.269-300.

Wintle, A. G., & Murray, A. S. 2006. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. *Radiation Measurements* 41(4): 369-391.

Woodroffe, C. D. 2002. Coasts: form, process and evolution. Cambridge University Press. 623p.